J. Alveirinho Dias

"Todo o mundo é composto de mudança"

Considerações sobre o clima e a sua história

I

O Sistema Climático Terrestre

Faro
Portugal

“Todo o mundo é composto de mudança”

Considerações sobre o clima e a sua história

I

O Sistema Climático Terrestre

J. Alveirinho Dias

Faro
Portugal

Índice

Mudam-se os tempos, mudam-se as vontades,
Muda-se o ser, muda-se a confiança:
Todo o mundo é composto de mudança,
Tomando sempre novas qualidades.

Continuamente vemos novidades,
Diferentes em tudo da esperança:
Do mal ficam as mágoas na lembrança,
E do bem (se algum houve) as saudades.

O tempo cobre o chão de verde manto,
Que já coberto foi de neve fria,
E em mim converte em choro o doce canto.

E afora este mudar-se cada dia,
Outra mudança faz de mor espanto,
Que não se muda já como soía.

Luís Vaz de Camões (c.1524 – 1580)

Prefácio

Longe vão os tempos, em finais do século XIX, em que se falava de uma presumível estabilidade climática, em que se pensava que a variabilidade interanual do clima correspondia a não mais que oscilações em torno de um estado inalterável a médio / longo prazo. Aliás, foi dessa noção de estabilidade que viria a emergir o conceito de "clima normal" e de "normais climáticas" que hipoteticamente o definem. Hoje, sabe-se que o clima nunca teve a "normalidade" aludida, que a variabilidade é uma das suas características mais notórias. Com efeito, o clima se está continuamente a modificar-se.

Para entendermos o clima actual e podermos perspectivar o futuro, é preciso conhecermos como foi o clima no passado. Essa preocupação de saber como foi o clima em tempos pretéritos não é nova na Academia. Desde há muito que, pelo menos desde que a Ciência moderna nasceu, em meados do século XIX, que os naturalistas vinham tentando identificar e perceber as variações climáticas do passado. Foi através desses estudos que se chegou à conclusão, por exemplo, de que tinha havido períodos em que o clima tinha sido bastante mais frio, em que, inclusivamente, zonas temperadas tinham sido sujeitas à acção dos gelos. No entanto, geralmente, não havia a preocupação de perspectivar essas mudanças climáticas no âmbito dos tempos recentes e da actualidade. Mesmo assim, na altura, o assunto foi polémico, e demorou algum tempo até que a generalidade da comunidade científica coeva aceitasse essas ideia. Foi apenas na segunda metade do século XX que se instalou a percepção de que o clima tinha modificações a escalas variadas, que vão das décadas (ou menos) até aos milhões de anos, e que o clima da actualidade tem que ser perspectivado em função de tais ritmos de modificação. Para tal, é imprescindível que conheçamos, tão bem quanto possível, como é o funcionamento do clima e os factores, muitos, que o influenciam. Tal só pode ser adequadamente feito estudando os processos climáticos e a forma como este evoluiu ao longo do tempo.

Sobre o clima do passado e a sua influência no desenvolvimento das sociedades, já o historiador francês Fernand Braudel (1902 – 1985) ensaiava a interpretação da evolução das civilizações à luz das variações climáticas, mas foi o seu discípulo Emmanuel Le Roy Ladurie (1929 -) que o fez de forma mais sistematizada, nomeadamente com a sua obra *Histoire du climat depuis l'an mil*, publicada em 1967. No entanto, foi a obra monumental do climatólogo britânico Hubert Horace Lamb (1913 -1997), intitulada *Climate: Present, past and future*, cujo primeiro volume foi publicado em 1972, a que teve mais impacto transversal na comunidade científica e na sociedade em geral, até porque era profundamente interdisciplinar e trazia a análise até ao presente, perspectivando o futuro. Em consequência das preocupações crescentes sobre as modificações climáticas, a Organização das Nações Unidas, através da Organização Meteorológica Mundial e do Programa das Nações Unidas para o Ambiente, criou, em 1988, o Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC – sigla do nome em inglês Intergovernmental Panel on Climate Change), que, em 1990, publicou o seu primeiro relatório, tendo o quinto sido divulgado em 2014.

Muito como resultado dos relatórios do IPCC, mas também em função da quantidade de trabalhos científicos que têm sido publicados, cujo crescimento tem sido exponencial, o clima entrou na ordem do dia do nosso quotidiano. É um tema que desperta paixões e polémicas, a todos os níveis, principalmente no que respeita à influência do Homem na modificação climática em curso. Serão os gases de estufa emitidos pelas indústrias os principais responsáveis por essa modificação? Todos parecem ter opinião sobre o assunto, gerando-se, não raro, acesos debates, por vezes sem haver a preocupação de ter a necessária e suficiente consubstanciação científica.

É hoje do conhecimento público que o clima tem variado nos últimos séculos. Expressões como "Pequeno Óptimo Climático" e "Pequena Idade do Gelo" entraram já, de uma ou de outra forma, no léxico das populações. Porém, com frequência, são escamoteadas as incertezas, as dúvidas e as ambiguidades ainda existentes sobre a evolução climática nos últimos séculos. Tal tem como consequência que, por vezes, se enraízem noções erróneas. É frequente encontrar a percepção, mesmo entre académicos, de que o aludido Pequeno Óptimo Climático foi um período em que as temperaturas foram persistentemente superiores às actuais, e que, na Pequena Idade do Gelo, fazia sistematicamente bastante mais frio do que nos nossos tempos. Em geral, não há consciência de que houve, de facto, variações da temperatura atmosférica, mas que foram, apenas, pequenas alterações (pequenas oscilações climáticas históricas), em que as temperaturas médias subiram ou desceram, provavelmente, menos de 1ºC, mas que, mesmo assim, influíram de forma relevante na evolução das sociedades humanas.

Ao abordarem-se temas climáticos, sejam eles do presente ou do passado, temos que ter consciência de que o fazemos através da determinação de médias, e as médias são o que são: com frequência, o que revelam é muito interessante, mas, por vezes, escondem aspectos essenciais. É bem conhecida a história do indivíduo que comeu um frango e do companheiro que nada comeu: em média, cada um comeu meio frango ...

Ao dizer-se que a temperatura média subiu ou desceu 1ºC, é preciso ter em consideração a elevada variabilidade que caracteriza o clima. Ao dizer-se que determinado período foi mais quente ou mais frio, isso não significa que todos os anos fossem mais quentes ou mais frios. Houve, tal como hoje, anos mais quentes e outros mais frios, mas a média é que dá valores mais baixos ou mais altos. Aliás, para haver uma oscilação climática com repercussões significativas na sociedade, nem é preciso que haja variação da temperatura anual: basta

lembrarmo-nos que anos em que o Inverno foi muito frio mas o Verão foi muito quente, podem ter a mesma temperatura média anual de outros anos em que o Inverno foi bastante ameno e o Verão foi muito moderado. Todavia, as consequências que uns e outros geram na sociedade são profundamente diferentes. Os primeiros podem provocar, por exemplo, perda de colheitas, com todos os impactes socioeconómicos daí derivados. Os segundos podem originar colheitas fartas e induzir maior bem estar nas comunidades. Além disso, é importante estarmos conscientes de que a temperatura é "apenas" um dos parâmetros climáticos. Para caracterizarmos o clima e percebermos como ele influi nos processos sociais, devemos ter em consideração outros parâmetros, entre os quais a precipitação atmosférica e a insolação.

Devemos ter em atenção, ainda, que o clima em si não tem influência directa, em geral, nos processos sociais. O clima é a média de diferentes parâmetros ao longo de um período alargado (algumas décadas). Essa influência processa-se, essencialmente, através das manifestações meteorológicas. Por via de regra, são estas que são estruturantes nos impactes que induzem na sociedade. Basta atentar num caso simples: numa sociedade já de si afectada por graves tensões sociais, a queda forte de granizo no final da Primavera ou início do Verão pode provocar a perda das colheitas, o que, no passado, quando as comunidades estavam profundamente dependentes da sua agricultura, significava fome e, eventualmente, perturbações sociais, motins ou, até, o início de uma revolução. Raciocínio análogo poderia ser elaborado sobre extremos pluviométricos, ou ondas de calor, ou qualquer outro evento meteorológico.

Para perceber bem a influência que o clima pode ter na sociedade, é muito importante atentar no estado em que ela se encontra na altura em que ocorrem eventos meteorológicos extremos. Numa comunidade bem estruturada e equilibrada, um extremo meteorológico, por exemplo, um ou mais dias com pluviosidade excepcional, pode não passar de um inconveniente, uma contrariedade, que os princípios comunitários de solidariedade podem ultrapassar. No entanto, numa sociedade afectada por grandes tensões sociais, esse mesmo acontecimento pode ter consequências catastróficas.

A variabilidade climática, nos seus múltiplos aspectos, deve ser sempre tida em consideração. O clima está sempre a modificar-se. Assim foi no passado próximo e distante, assim é na actualidade. Tal significa que não podemos querer ver modificações climáticas em ocorrências singulares. Porém, temos tendência para o fazer. Se há um ano mais quente, ou se ocorrem mais furacões, pessoas menos informadas podem concluir que tal se deve a um aquecimento climático. Todavia, tal pode ser apenas devido à variabilidade natural do clima. As ocorrências singulares não traduzem qualquer tipo de modificação climática. Como diz o poema de Joaquim Frederico de Brito e Américo Tavares dos Santos, cantado por Carlos do Carmo, "Por morrer uma andorinha, não acaba a Primavera". Ao referirmo-nos a clima temos que ter sempre presente que nos referimos a médias, e que a variabilidade interanual pode nada ter a ver com qualquer modificação climática.

No século XVI, Luís Vaz de Camões escreveu um soneto que, como é óbvio, pouco ou nada tinha a ver com o clima. Todavia, ao ser relido hoje, à luz dos conhecimentos actuais sobre o clima, encerra em si, de certa forma, uma síntese do que sabemos e das nossas preocupações. Com efeito, repete-se, o clima está em modificação constante e, portanto, a revestir-se incessantemente de novas características, ou seja, *Todo o mundo é composto de mudança, / Tomando sempre novas qualidades.* Através do estudo do passado, sabemos que essas modificações influenciaram bastante a evolução social, conduzindo, por vezes, ao colapso de civilizações, a seu tempo substituídas por outras com características diferentes. Tinha razão o

poeta ao dizer *Mudam-se os tempos, mudam-se as vontades, / Muda-se o ser, muda-se a confiança.* Deixamos ao leitor a possibilidade de interpretar, a esta luz, o resto do soneto.

Estamos, como sempre aconteceu, a vivenciar tempos de modificação climática. Porém, actualmente, esta reveste-se de aspectos diferenciadores, advindos das actividades humanas. Sem querer elaborar muito sobre o assunto, basta atentarmos nas cidades, com suas extensas superfícies impermeabilizadas, com os seus múltiplos aparelhos de regulação térmica e com todas as actividades inerentes a uma grande urbe, que as convertem em ilhas de calor, onde se geram microclimas especiais. Basta pensar na criação de grandes corpos hídricos, como a albufeira do Alqueva (o maior lado artificial da Europa), que aumentam a humidade nas regiões vizinhas, aí alterando as características climáticas. Estamos, de uma ou de outra forma, a provocar modificações no clima e na forma como este evolui, certamente diferente da que era no passado. Razão tinha Camões ao dizer: *E afora este mudar-se cada dia,* / *Outra mudança faz de mor espanto,* / *Que não se muda já como soía* [como era costume].

Para podermos ter uma noção mais correcta da actual fase climática e de como a evolução do clima influenciou a sociedade, é preciso sabermos como é que o clima funciona e quais são os múltiplos factores que o influenciam. Essa é finalidade deste trabalho. Tentou-se, através de uma linguagem que se intentou ser simples, transmitir informações sobre a complexidade do funcionamento do sistema climático terrestre e sobre os diversificados factores (astronómicos, geológicos, biológicos e outros) que o afectam.

JAD
Abril 2016

Por opção do Autor, o texto está redigido em português europeu de antes do Acordo Ortográfico de 1990

O Autor agradece que lhe enviem correcções, comentários, observações ou sugestões para o e-mail jdias@ualg.pt

“Todo o mundo é composto de mudança”
Considerações sobre o clima e a sua história

I
O Sistema Climático Terrestre

1. O que é o clima?

1.1. A importância de caracterizar o clima

Todos nós temos uma percepção geral do que é o clima. De uma ou de outra forma, essa percepção corresponde ao conjunto das condições atmosféricas que caracterizam uma região, estando o uso quotidiano do termo associado principalmente à temperatura e à precipitação atmosférica. De forma quase intuitiva, decorrente de vivências, de relatos de amigos e conhecidos, bem como de leituras, sabemos que o clima do Algarve é mais ameno e menos chuvoso do que o da região de Lisboa, e que o do Porto é mais frio e húmido do que este. Quando se fala em clima, existe também a percepção de que este se refere a condições médias, mas de que a variabilidade é grande, podendo mesmo existir situações extremas (como dias com frio intenso, ou com chuva extremamente abundante, ou com calor insuportável) que, porém, constituem, de certa forma, excepções à ideia que temos do clima de determinada região. Nessa ideia genérica que temos de clima incluímos, em certas situações, outros elementos climáticos, como seja a queda de neve. É o que acontece, por exemplo, quando falamos nos invernos do nordeste transmontano, onde os nevões ocorrem todos os anos. Já este elemento climático nem sequer nos vem à mente quando nos referimos ao clima de Lisboa, onde a queda de neve é muito rara. Assim, quase intuitivamente, todos nós temos uma ideia genérica, embora difusa, do que é o clima.

Porém, uma coisa é ter a percepção do que é o clima; outra é conseguir defini-lo de forma concisa e apropriada. E nisso temos grandes dificuldades. Sobre o assunto, de forma muito pertinente, como era seu timbre, o insigne geofísico e meteorologista português José Pinto Peixoto (1922 – 1996), num artigo publicado em 1989, socorreu-se de uma frase de Santo Agostinho (354 A.D. – 430 A.D.), adaptando-a. Discorrendo sobre o tempo cronológico, diz Santo Agostinho no tratado *Confissões,* Livro 11, capítulo 14, parágrafo 17: “*Quid est ergo tempus? Si nemo ex me quaerat, scio; si quaerenti explicare uelim, nescio*” ou, em português, “*O que é, pois, o tempo? Se ninguém me perguntar o que é, eu sei! Se me perguntarem o que é e eu quiser explicar, não sei!*”. Pegando nessa frase, Pinto Peixoto diz o seguinte: “*Agora, seguindo o exemplo de Santo Agostinho, poremos nós uma questão equivalente, que se aplica ao nosso caso: «Quid est Clima? Si nemo a me quaerat, scio! Si quaerenti explicare velim, nescio!» que em Português se dirá: «O que é o Clima? Se ninguém me perguntar o que é, eu sei! Se me perguntarem o que é e eu quiser explicar, não sei!”*. É, efectivamente o que se passa: todos nós temos a percepção do que é o clima; todavia, temos grande dificuldade em o definir.

O termo "clima" derivou do grego κλίμα [Klima] que significava inclinação do Sol. Foi utilizado pelos geógrafos clássicos (e.g., Eratóstenes [276 a.C. - 194 a.C.], Hiparco [190 a.C. - 120 a.C.], Estrabão [c. 64 a.C. – c. 24]) que, em muitos dos seus mapas, dividiam o globo em bandas ou zonas paralelas ao equador, denominadas Κλίματα [Klimata, plural de clima]. Definiam-se, assim, zonas latitudinais caracterizadas por elementos climáticos específicos: por exemplo, zonas tropicais, mais quentes; zonas polares, mais frias; etc. Essa tradição de dividir o mundo em "climas" propagou-se para os mapas islâmicos e europeus medievais. No mundo moderno e contemporâneo a acepção do termo é algo diferente, embora continue com convergências evidentes com a divisão da Terra em zonas climáticas específicas.

Quando tentamos definir o clima de determinado local ou região, estamos a construir um referencial que, implícita ou explicitamente, constitui um indicador das condições climáticas susceptíveis de serem experimentadas nesse local ou região. Porém, sabemos que é apenas um indicador, isto é, que as condições climáticas médias não impedem, como é óbvio, que, ao deslocarmo-nos para essa região, não encontremos estados do tempo que divergem bastante das condições médias. Tal é frequente, por exemplo, quando, no Verão, vamos de férias para o Algarve na expectativa de vivenciarmos uma temporada com dias ensolarados, quentes e sem chuva (o clima normal da região), e nos deparamos esporadicamente com céu nublado, chuva e tempo fresco. Essa é outra aplicação do conceito que temos de clima: termos um referencial que nos permite comparar as condições atmosféricas actuais ou recente com as que são aí normais e, portanto, identificar situações que são diferentes das que aí costumam ocorrer.

A noção que temos de clima, a que mais acima fizemos alusão, está correcta: são condições médias (embora, em geral, não as quantifiquemos apropriadamente) dos elementos climáticos que caracterizam uma região. Todavia, falta-lhe precisão científica. Quando se fala de condições médias é importante definir o intervalo de tempo em que tais condições foram experienciadas, o que normalmente não fazemos. Com efeito, os valores médios que caracterizam o clima dependem do período utilizado, não sendo os mesmos quando se comparam os resultados obtidos para intervalos de tempo diferentes, por exemplo, um ano, um decénio ou um século.

Como se referiu, em termos práticos quotidianos, a definição de clima "normal" tem dois objectivos principais: conhecermos as condições atmosféricas que normalmente ocorrem em determinada região; e podermos identificar condições que fogem à normalidade. Esta noção de "normalidade" climática, ou seja, de que o clima, não obstante a sua variabilidade intrínseca, tende para características que se mantêm constantes ao longo do tempo, estava profundamente arreigada na comunidade científica e nas populações até há algumas décadas. Derivava de conclusões prematuras retiradas, em finais do século XIX, dos primeiros registos meteorológicos instrumentais cobrindo longos períodos (cerca de um século). Verificava-se, nessas séries observacionais, que entre 1875 e 1895, as temperaturas predominantes na Europa e na parte oriental da América do Norte eram semelhantes às que tinham sido registadas um século antes. Sabia-se que, entretanto, tinham ocorrido algumas décadas mais frias (como entre 1820 e 1850), em que, por exemplo, os glaciares alpinos aumentaram de extensão, com as frentes glaciárias a atingir altitudes menores. Porém, seguiram-se-lhe tempos mais quentes, com recessão generalizada das frentes glaciárias, pelo que tais variações foram interpretadas como fazendo parte da variabilidade climática natural, tendendo o clima, a longo prazo, não obstante tais variações, para características que se manteriam constantes.

1.2. A pressuposta "normalidade" climática

Além das razões práticas quotidianas acima aduzidas para a definição da "normalidade" climática, junta-se outra que tem grande relevância: os pressupostos básicos para o planeamento de obras de engenharia. Por exemplo, ao construir uma barragem para produção de energia eléctrica, é essencial que se conheçam as características pluviométricas, não só para saber se existem condições para que os níveis de água na albufeira se mantenham suficientes para garantir a produção, mas também para prever a possível ocorrência de picos que obriguem a abrir as comportas por forma a que o paredão da barragem não seja galgado. Muitos outros exemplos poderiam ser mencionados, em que a caracterização dos parâmetros meteorológicos são essenciais, nomeadamente, além da pluviosidade, a temperatura atmosférica, a velocidade do vento e a queda de neve. Para tais aplicações, é fundamental a utilização de estatísticas climáticas que forneçam não apenas as médias, mas também, como é evidente, a probabilidade de ocorrerem valores extremos. Ao construir, por exemplo, uma torre ou qualquer outra estrutura que atinja grande altura, é de grande importância conhecer os valores máximos da velocidade das rajadas de vento que ocasionalmente podem atingir essa estrutura. Para tais tipos de aplicação utiliza-se o conceito de "período de retorno" ou "período de recorrência", isto é, o intervalo de tempo estimado para a ocorrência de determinado evento (por exemplo, rajadas de vento com 150 km ou mais, ou precipitação igual ou superior a 10 mm numa hora), ou por outras palavras, de quanto em quanto tempo é que, em média, se verificará tal evento. Todavia, a estimativa desses períodos de retorno tem como base os valores observados num determinado período, tipicamente poucas (entre 2 e 5 décadas), sendo assim calculada a probabilidade de ocorrência de eventos que teoricamente acontecem, em média, uma vez a cada 50 anos, ou 100 anos, ou mesmo 500 anos, tudo com base em apenas algumas décadas de observações, o que, portanto, tem como pressuposto a acima aludida "normalidade" climática.

Portanto, é importante que a determinação das médias e dos extremos dos elementos climáticos tenham o máximo de precisão, o que só pode ser conseguido através da utilização de períodos longos. Com efeito, como se tem referido, uma das características constantes do clima é a sua grande variabilidade, atingindo por vezes valores extremos que só se voltam a repetir passados muitos anos. Assim, é importante que o intervalo de tempo seja longo, para que a influência dessas condições extremas nas médias seja atenuado, e para que se possam caracterizar adequadamente os valores extremos. Todavia, sabe-se hoje que existem variações climáticas em escalas de tempo diversificadas (decadais, seculares, milenares, etc.). A utilização de intervalos de tempo maiores pode abranger essas variações climáticas e, por consequência, as médias e extremos assim determinados podem não representar o clima actual, ou recente, ou futuro desse local (o estado "estável" para o qual teoricamente convergiria o clima), mas sim um aglomerado de flutuações climáticas operantes em escalas de tempo variadas.

Assim, para definir o clima "normal" de um local devem-se utilizar intervalos de tempo que não sejam demasiado curtos (para atenuar o sinal da variabilidade climática), nem excessivamente longos (para evitar que as médias e os extremos sejam afectadas por variações climáticas). Refira-se que o termo "normal" apareceu pela primeira vez na literatura meteorológica em 1840, tendo sido formalizado pela primeira vez em 1872, quando o Comité Internacional de Meteorologia (precursor da actual Organização Meteorológica Mundial) decidiu compilar valores médios e extremos determinados num período uniforme, por forma a assegurar a compatibilidade entre os resultados referentes a estações meteorológicas diferenciadas. Após múltiplas discussões, o Comité Internacional de Meteorologia acabou por estabelecer, em 1935, na Conferência de Varsóvia, o período de 30 anos como o mais

apropriado para definir o clima (na altura o período 1901-1930), o qual passou a ser utilizado como padrão mundial para o cálculo das ditas “normais climáticas”. Em 1956 a Organização Meteorológica Mundial (OMM) recomendou a utilização do período de 30 anos terminando no ano mais recente terminado com o dígito 0 (o que, na altura, correspondia ao período 1921-1950). Os valores médios dos vários elementos climáticos determinados nesse intervalo de tempo de três décadas são designados por normais climatológicas de referência. Porém, por vezes, são também utilizadas normais climatológicas intercalares.

A introdução do termo “normal” no léxico meteorológico e climatológico revelou não ser o mais adequado. Tinha como base, como se referiu, o pressuposto de que, não obstante a variabilidade intrínseca, existia uma constância climática a longo termo, o que se verificou não corresponder à realidade, mas continua a persistir na prática climatológica. Curiosamente, sabe-se actualmente que os períodos de 1901-1930 e de 1931-1960 (que oportunamente foi substituiu o primeiro como “período climático normal”) foram bastante incaracterísticos, pois tendencialmente corresponderam a anos mais quentes e, em muitas regiões, mais húmidos do que foi costume nos últimos séculos.

1.3. A complexidade do clima

Constata-se, em tudo o que se relaciona com o clima, que nada é simples. Basta atentarmos na definição de clima, e nas dificuldades que temos para o fazer de modo objectivo, preciso e conciso. Basta termos em consideração as normais climáticas, assentes na noção de que o clima poderia ser considerado constante, noção essa que perdurou até por volta dos anos 60 do século XX, e que agora é amplamente contestada, não se sabendo bem que é o melhor período para definir o clima.

Com efeito, o clima é uma entidade complexa. O comportamento do clima da Terra é governada por ampla gama de factores que actuam em escalas temporais diversificadas, que vão das décadas aos milhões de anos, e que interagem frequentemente de forma não linear, constituindo uma intrincada rede de processos físicos que só agora começamos a perceber nos seus aspectos fundamentais. A evolução do clima deriva da resultante dessas interacções que, em vários casos, podemos classificar como labirínticas, em que actuam conjuntamente factores astronómicos, como os movimentos da Terra (rotação, translação, obliquidade do eixo de rotação, excentricidade da órbita e outros), factores geológicos, como a tectónica de placas ou o vulcanismo, e factores biológicos, como os que se relacionam com a fotossíntese ou a cobertura vegetal do solo.

O clima é, essencialmente, uma manifestação atmosférica, pelo que a composição do ar que constitui a fina camada gasosa que cobre a superfície terrestre é, também, determinante da evolução climática. E a este respeito devemos recordar um aspecto que frequentemente é esquecido. A atmosfera tal como a conhecemos, o ar que respiramos, nem sempre existiu. É, de certa forma, um artificialismo. As primeiras atmosferas da Terra não tinham oxigénio, pois que todo o que surgia era consumido na oxidação de materiais. Só depois de surgirem os organismos unicelulares com capacidades fotossintéticas, há cerca de 3,5 mil milhões de anos, é que a atmosfera se foi, progressivamente, oxigenando. Portanto, o oxigénio que respiramos e de que dependemos em absoluto, é resultado da actividade biológica. Além disso, ao longo da história da Terra, a composição da atmosfera variou significativamente. Períodos houve em que tinha bastante mais oxigénio do que os cerca de 21% actuais, como há uns 280 milhões de anos, em chegou a corresponder a aproximadamente 30% dos gases atmosféricos. Períodos houve em que o anidrido carbónico (CO_2), um dos principais gases de estufa, foi muito mais abundante do que as cerca de 400 ppm (partes por milhão) actuais, chegando a ultrapassar as 5 000 ppm há uns 520 milhões de anos. Claro que os processos atmosféricos (e,

portanto, os processos climáticos), revestiam-se, nessas alturas, de aspectos diferentes dos da actualidade. Essas variações da composição da atmosfera não ocorreram, apenas, no passado remoto. Nos últimos 400 000 anos variaram, também, de modo significativo. Por exemplo os teores de CO_2 variaram, nesse período, entre umas 100 ppm, nas glaciações mais severas, e umas 400 ppm nos interglaciários, sendo a média durante o século XX em torno de 330 ppm, tendo ultrapassado as 400 ppm em 2015.

Portanto, com tantos factores intervenientes, actuantes em escalas temporais tão variadas, e com tantas interacções entre eles, o clima tem, obviamente, que ter elevada complexidade. Falamos de clima, mas o mesmo se aplica aos estados do tempo, dos quais aquele é a resultante estatística. A este propósito convém chamar a atenção, mais uma vez, para a confusão que frequentemente se faz entre clima e tempo (estados meteorológicos). Tempo é o que acontece na atmosfera em determinado momento; clima é o que as estatísticas nos dizem que ocorreu, em média, ao longo de muitos anos, o que nos permite deduzir o que acontecerá nos anos seguintes. Assim, clima é, de certa forma, uma construção estatística. Essas estatísticas incidem, como se disse, nas médias dos estados do tempo determinadas num período temporal alargado (algumas décadas), mas contemplam, também, como é da natureza da ciência estatística, a incidência de eventos extremos. As médias têm associadas outras medidas estatísticas, das quais porventura a mais conhecida é o desvio padrão, que nos dá ideia de quanto foi a variação em relação à média. Estas medidas estatísticas permitem quantificar a variabilidade climática.

O clima exerce uma influência muitas vezes determinante nos processos sociais, que têm, também, elevada complexidade. Neste aspecto, à complexidade do clima junta-se a complexidade social. Assim, ao analisarmos o passado, temos que ter em consideração ambas as complexidades, a que se adiciona a complexidade inerente às informações que nos permitem conhecer o que realmente aconteceu em tempos pretéritos. De facto, essas informações têm que ser adequadamente interpretadas. Os diferentes indicadores climáticos (proxies) que utilizamos para reconstruir o clima do passado são, eles próprios, com frequência, sujeitos a variações não relacionadas com o clima. Por exemplo, ao analisarmos os anéis de crescimento das árvores (dendrocronologia), deve-se ter em atenção a eventual existência de factores não climáticos. Uma árvore localizada perto de um núcleo urbano pode receber as águas residuais aí produzidas, pelo que os anéis de crescimento reflectem esse abastecimento hídrico, distinto do que se verifica em áreas em que essa influência humana não se faz sentir.

Também nos registos escritos é preciso ter em atenção as especificidades inerentes ao homem, que, como é costume dizer, *tem memória curta*. As informações que se extraem da documentação são, com frequência, tendenciosas. É frequente encontrar frases do género: *ninguém se lembra de uma cheia tão grande e tão violenta, foi o Inverno mais rigoroso a que assisti*, e *mesmo no tempo dos meus avós nunca houve um nevão tão intenso*. Normalmente, tais afirmações não correspondem à realidade.

Por outro lado, em geral, os registos documentais reflectem episódios de degradação climática traduzidos em eventos meteorológicos extremos. Quando o clima se torna mais ameno e, portanto, mais conveniente para as actividades humanas, os registos escasseiam. É um pouco o que se passa actualmente com os meios de comunicação social: o que, normalmente, se transforma em notícia é o que se reveste de aspectos dramáticos. Pode haver um longo período de amenidade, propícia ao bem estar humano, mas tal não é notícia. Porém, se ocorrer uma cheia que angustie as populações, tal é de imediato noticiado, apesar de poder ser uma cheia "normal".

2. O sistema climático terrestre

O grande motor do sistema climático da Terra é o Sol. Com efeito, tanto os estados do tempo (conjunto das condições meteorológicas existentes em determinado local), como o clima (conjunto dos estados do tempo verificados num determinado local durante um período longo), são produzidos pelos efeitos do aquecimento da superfície da Terra, e pela sua distribuição efectuada pela circulação da atmosfera e dos oceanos. Assim, basicamente, o sistema climático terrestre é um sistema termodinâmico. Porém, deve adiantar-se desde já que, não obstante os grandes avanços que a Ciência tem conseguido nas últimas décadas, não conhecemos ainda bem o funcionamento do sistema climático terrestre.

Assim, nos seus aspectos básicos, o clima deriva do balanço de radiação, ou seja, do saldo entre a energia absorvida com origem no Sol e a energia que é emitida para o espaço a partir da Terra. O balanço aludido varia de local para local, dependendo principalmente da latitude e das características do local, entre as quais, a orientação das vertentes, o tipo e densidade do coberto vegetal, a existência de superfícies geladas, a proximidade a grandes corpos hídricos e a transparência da atmosfera. Assim, pode dizer-se que, embora o grande motor climático seja a energia solar, as características do clima de cada local são essencialmente determinados pela dinâmica de cinco componentes principais e pelas interacções que entre se desenvolvem: a atmosfera, a hidrosfera, a criosfera, a geosfera e a biosfera. Porém, a dinâmica climática assim induzida vai sendo alterada por vasto conjunto de factores, entre os quais as erupções vulcânicas, as variações solares, as alterações na composição da atmosfera e as modificações do coberto vegetal.

2.1. Rotação da Terra, sucessão de dias e noites, e clima

2.1.1. A energia radiante solar

Praticamente tudo na Terra está dependente do Sol. É a força gravitacional deste que "prende" o nosso planeta na órbita que descreve em torno do Sol. É a energia emitida por este que, ao chegar à Terra, propicia o mundo como o conhecemos, designadamente com a vegetação em que se processa a fotossíntese, e com a circulação atmosférica que tipifica o clima. Com efeito, é o fluxo de energia solar que constitui a força fundamental para o desenvolvimento dos processos ecológicos. De certa forma, pode dizer-se que a Terra "vive" à custa do Sol, pois que a energia que deste continuamente recebe resulta da perda de massa desta estrela. Com efeito, a massa do Sol está lentamente a ser convertida em energia que é emitida para o espaço e, portanto, vai persistentemente ficando mais pequeno (em termos de massa). Porém, o Sol é tão grande que se estima que, após mais de 4,5 mil milhões de anos de conversões de massa em energia, 99,99% da massa desta estrela ainda permaneça.

Falamos em energia radiante emitida pelo Sol, mas poderíamos referirmo-nos, também, a energia electromagnética, pois que, de certa forma, são equivalentes. A energia electromagnética pode ser conceptualizada como um fluxo de fotões; a energia radiante pode ser interpretada como a energia transportada por esses fotões. Na realidade, estas duas visões são perfeitamente equivalentes, sendo reconciliadas uma com a outra através da teoria quântica.

A energia radiante emitida pelo Sol para o espaço tem de percorrer cerca de 150 milhões de quilómetros até chegar à Terra. Com tão grande distância percorrida, como é que até nós chega ainda tanta energia? A esta questão associa-se outra: com tanta energia emitida, por que é que o espaço é tão frio, mesmo nas proximidades do Sol? Para responder a estas questões devemos reter-nos um pouco no significado de "energia" e de "matéria". O termo "energia" provém do grego ἐν [er], com conotação de "em" + ἔργον [ergon] que significa "acção",

"trabalho", que deu a palavra ἐνεργός [energos], correspondente a "activo", "em trabalho", que com o sufixo ια [ia], que tem a conotação de "qualidade", deu ἐνέργεια [enérgeia], a qualidade do que produz trabalho. Cientificamente, a definição segue a etimologia da palavra: é a capacidade de realizar trabalho (ou, por outras palavras, é a medida da energia transferida pela aplicação de uma força num sistema). A energia produz trabalho quando faz com que alguma coisa se mova. Por outro lado, "matéria" é tudo o que tem massa e ocupa espaço. Assim, quando sentados num banco de jardim sentimos o calor do Sol a aquecer-nos, é porque somos constituídos por matéria (moléculas) e a energia radiante solar (que o mesmo é dizer as ondas electromagnéticas correspondentes), ao incidir sobre nós, força essas moléculas a moverem-se mais rapidamente, pelo que a temperatura aumenta. Por outras palavras, essa energia é convertida em trabalho (movimentação das moléculas). Claro que a energia apenas pode ser convertida em trabalho se houver matéria. Como o espaço fora da Terra é extremamente rarefeito, pode dizer-se que nele não há praticamente matéria. Portanto, a energia desloca-se desde o Sol até à Terra sofrendo pouca dissipação, pois que não encontra matéria em que possa transformar-se em trabalho.

A energia radiante emitida pelo Sol pode ser interpretada como um vasto conjunto de ondas que podem ser descritas pelos seus comprimentos de onda (distância entre cristas ou picos da onda). Com efeito, o Sol emite uma ampla gama de comprimentos de onda, incluindo os muito curtos, chamados raios-X, cujos comprimentos de onda são da ordem dos picómetros (bilionésimo do metro; em notação científica 10^{-12} m), passando pelos ultra-violetas, com comprimentos de onda da ordem dos nanómetros (milésimo milionésimo do metro; 10^{-6} m) e pelos infravermelhos, com comprimentos de onda da ordem dos micrómetros (ou *mícron*, cujo plural é *micra*, que corresponde a um milionésimo do metro; 10^{-6} m), até às micro-ondas, com comprimentos de ordem centimétrica ou decimétrica, e às ondas de rádio, cujos comprimentos de onda são de ordem métrica a quilométrica. É de referir que os nossos olhos apenas conseguem ver pequena porção deste vasto espectro electromagnético, o chamado espectro visível ou luz visível, correspondente a comprimentos de onda entre 390 nanómetros (violeta) e 700 nanómetros (vermelho).

2.1.2. Desenvolvimento de altas e baixas pressões

São os movimentos da Terra relativamente ao Sol e, por consequência, as variações da energia radiante que atinge o nosso planeta, que fornecem a estrutura básica da física da atmosfera. Como essa radiação atinge a superfície terrestre de modo não uniforme, há regiões que absorvem mais energia (aquecem mais) do que outras. Geram-se, assim, gradientes térmicos na atmosfera que resultam em diferenças de temperatura e, por consequência, mudanças de densidade do ar e consequentes mudanças da pressão atmosférica. Essas diferenças de temperatura geram, também, modificações na água superficial e atmosférica, que transita entre os estados líquido, gasoso e sólido. Estes gradientes térmicos e de pressão atmosférica constituem, de certa forma, o mecanismo básico do clima.

Durante o dia, a superfície terrestre virada para o Sol recebe deste energia radiante e, portanto, aquece; durante a noite, a superfície terrestre está virada no sentido contrário ao do Sol, não sendo atingida, portanto, pela energia solar, pelo que arrefece, isto é, irradia energia para o espaço. Criam-se, assim, gradientes térmicos que, mesmo que não houvesse outros factores intervenientes, seriam suficientes para gerar diferenças de pressão atmosférica. Com efeito, quando há aquecimento, o ar expande-se, ou seja, as moléculas que o compõem ficam mais afastadas umas das outras e, portanto, o ar fica menos denso (mais leve), o que tem como consequência diminuição da pressão atmosférica. Pelo contrário, quando a temperatura diminui, as moléculas do ar ficam mais próximas umas das outras, o que corresponde a uma

contracção e, portanto, o ar fica mais denso (mais pesado), o que causa aumento da pressão atmosférica. É por essa razão que nas zonas intertropicais existem normalmente baixas pressões atmosféricas e nas zonas polares altas pressões.

Assim, os gradientes térmicos geram gradientes de pressão atmosférica, os quais estão na base da movimentação de ar, que o mesmo é dizer geração de ventos, que se deslocam das zonas de alta pressão para as zonas de baixa pressão. Origina-se, assim, a circulação atmosférica e o deslocamento de massas de ar, bem como todos os fenómenos climáticos resultantes desses processos. Com efeito, os núcleos de baixas pressões provocam a subida de ar; este, ao atingir maior altitude, arrefece, o que faz com que água no estado gasoso nele integrado passe ao estado líquido, o que provoca a formação de nuvens. Pelo contrario, os núcleos de altas pressões ocasionam a descida do ar, que aquece e, portanto, a água nele integrada fica no estado gasoso, o que impede a formação de nuvens e, portanto, provocam a ocorrência de tempo limpo. Basicamente, pode dizer-se que quase todas a variáveis meteorológicas estão vinculadas à pressão atmosférica, a qual está relacionada com a temperatura que, por sua vez, está dependente da energia radiante solar que chega a cada região. Facilmente se conclui, portanto, que a sucessão dos dias e das noites tem importância fundamental no desenvolvimento do clima.

O movimento de rotação da Terra tem outras consequências. Pode dizer-se que a Terra, ao rodar, provoca atrito entre a superfície e a camada gasosa que a rodeia, a atmosfera. Devido a isso, esta é, de certa forma, obrigada também a rodar, ainda que mais lentamente. Se não existisse movimento de rotação, a deslocação do ar efectuar-se-ia directamente das altas para as baixas pressões. Porém, devido à rotação da Terra, esse deslocamento das massas de ar é encurvado, isto é, o vento é desviado da trajectória rectilínea.

Para percebermos melhor este fenómeno temos que ter em consideração que, *grosso modo*, a forma da Terra é esférica, achatada nos pólos. Como é uma esfera que roda em torno de um eixo imaginário, a velocidade da superfície varia conforme a latitude: no Equador (latitude 0º), afastado do eixo de rotação cerca de 6 378 km e, portanto, com um perímetro de 40 075 km, a velocidade é da ordem de 1 667,7 km/h; nos trópicos, à latitude de 22° 26' 14", o perímetro reduz-se para 36 787,6 km e, portanto, a velocidade diminui para 1 532,8 km; nos círculos polares, à latitude de 66º 33' 46" e, consequentemente, bastante mais próximo do eixo de rotação, o perímetro é de apenas 15 984,0 km e, por conseguinte, a velocidade é só de 666 km/h. Claro que estamos a falar de velocidade linear (ou tangencial, ou escalar), ou seja, a rapidez com que um ponto se movimenta ao longo de uma trajectória, pois que a velocidade angular, isto é, o tempo que um ponto demora a descrever determinado ângulo é constante: todos os pontos à superfície da Terra descrevem os 360º da rotação do planeta em 24 horas (mais precisamente, 23 horas, 56 minutos e 4 segundos), ou seja, com a mesma velocidade angular.

Tal tem como consequência que qualquer objecto (neste caso uma massa de ar) movendo-se livremente, sofra um desvio quando se desloca. Em termos simplistas, pode dizer-se que a superfície terrestre sobre a qual a massa de ar se desloca se movimenta para Oeste, prosseguindo o vento o seu trajecto linear. Como vivemos na superfície terrestre e não nos apercebemos do movimento de rotação, tudo se passa como se a trajectória do vento fizesse uma curva. Cientificamente, designamos esse efeito por "Força de Coriolis", nome derivado do matemático e físico francês Gustave Coriolis [1792 – 1843] que a descobriu. Na realidade, não é verdadeiramente uma força na definição científica do termo, mas apenas uma força aparente (uma pseudoforça ou força inercial), pelo que, com frequência, é também designado por Efeito de Coriolis. Porém, o desvio é real, ocorrendo no sentido horário (desvio para a direita) no hemisfério norte e anti-horário (desvio para a esquerda) no hemisfério sul.

É devido ao Efeito de Coriolis que, nos anticiclones (ou centros de altas pressões) o ar se movimenta, no hemisfério norte, no sentido dos ponteiros do relógio (também designado por sentido dextrógiro ou retrógrado). Com efeito, nas regiões onde se desenvolvem centros de altas pressões, verifica-se movimentação descendente do ar, o qual, pelo efeito de Coriolis, é deflectido para a direita, adquirindo uma trajectória em espiral no sentido dos ponteiros do relógio (figura 1). O ar, ao descer, aquece, o que permite que a água que integra fique no estado gasoso; o ar descendente suprime os movimentos ascendentes que provocariam arrefecimento e consequente passagem da água do estado gasoso para o líquido, conducente à formação de nuvens e precipitação (chuva). Por isso, nas zonas anticiclónicas há normalmente tempo limpo, sem nuvens. Nestes centros anticiclónicos, mais perto da superfície, a pressão atmosférica é, como é evidente, mais alta do que na sua vizinhança, o que induz movimentação do ar, que é também deflectido para a direita (no hemisfério norte). No hemisfério sul, devido às mesmas razões, o desvio é para a esquerda (no sentido contrário ao dos ponteiros do relógio).
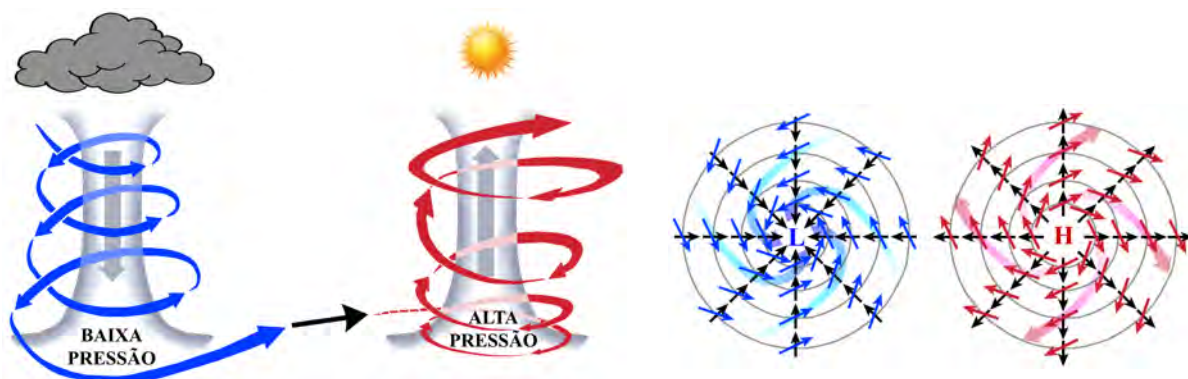
Figura 1 – Esquema representando as movimentações de ar em centros de baixas e de altas pressões no hemisfério norte. Do lado esquerdo representaram-se as movimentações descendentes e ascendentes de ar. Do lado direito expressam-se as movimentações projectadas na superfície, onde as pequenas setas pretas simbolizam o movimento rectilíneo que o vento teria se não houvesse rotação da Terra, as pequenas setas azuis e vermelhas o sentido que adquire devido ao Efeito de Coriolis, e as setas grossas encurvadas (azuladas e avermelhadas) os trajectos adquiridos pelo vento.

Nas zonas de baixas pressões passa-se o inverso. Há movimentação ascendente do ar, que, pelo efeito de Coriolis, é deflectido para a direita no hemisfério sul, adquirindo uma trajectória em espiral no sentido dos contrário ao dos ponteiros do relógio (figura X1), e no sentido contrario no hemisfério sul. Ao subir, o ar arrefece, e o vapor de água nele integrado passa, a certa altura, para o estado líquido, o que propicia a formação de nuvens e ocorrência de chuva. Nestes centros de baixas pressões, mais perto da superfície, a pressão atmosférica é, logicamente, mais baixa do que na sua vizinhança, o que induz movimentação do ar no sentido do seu núcleo, que, também devido ao efeito de Coriolis, é também deflectido para a direita no hemisfério norte, e para a esquerda no hemisfério sul.

Abstraindo de todos os outros factores intervenientes, podemos desde já concluir que o simples movimento de rotação da Terra é um forte indutor climático, não só porque, a cada 24 horas, provoca aquecimentos e arrefecimentos (variações da energia radiante recebida do Sol), mas também porque induz padrões relativamente complexos nos padrões de circulação atmosférica (ventos).

2.2. Tranlação da Terra, estações do ano e clima

2.2.1. Solstícios, Equinócios e variações latitudinais da energia solar recebida

Como a energia recebida do Sol tem importância básica, a latitude constitui um elemento fundamental do clima. Recordemos que já na Grécia Clássica se dividia a Terra em bandas latitudinais designadas precisamente por "climas". Todavia, como quase tudo o que se refere ao clima, as coisas não são tão simples como poderia parecer numa primeira abordagem: o efeito da latitude na definição do clima não é linear, pois que o eixo de rotação da Terra está inclinado cerca de 23,5º relativamente ao plano da eclíptica (o plano definido pela órbita da Terra em torno do Sol). No solstício de Verão (por volta de 21 de Junho), devido à aludida inclinação do eixo de rotação, o Pólo Norte está directamente virado para o Sol, e as regiões polares e circumpolares recebem energia solar durante todo o dia de 24 horas (proporcionando ver o famoso Sol da meia-noite). No solstício de inverno, por volta do dia 21 de Dezembro, o Pólo Norte está virado para o lado contrário ao do Sol, pelo que é sempre noite e, portanto, não recebe directamente energia.

Assim, simplificando, podemos dizer que, no que se refere à energia radiante solar que chega à Terra, há principalmente dois ritmos periódicos simultâneos: o diário e o anual. Assim, a quantidade de energia solar que chega à superfície terrestre está relacionada com o dia do ano e, obviamente, com a latitude. Acresce que, também por causa da latitude, locais afastados mas situados no mesmo meridiano virado para o Sol recebem quantidades de energia diferentes. Como a Terra é aproximadamente esférica, apenas um ponto da superfície localizado num ângulo de 90º relativamente ao Sol (ou seja, em que o Sol está a pique ou, por outras palavras, em que este astro está no Zénite) recebe o máximo de energia. Todos os outros locais na metade iluminada da Terra recebem os raios solares obliquamente, o que faz com que a mesma energia seja distribuída por áreas maiores da superfície e, portanto, que a energia por metro quadrado seja menor (figura 2). Quanto mais o Sol estiver inclinado no céu, menos intensa é a luz solar recebida; atinge um máximo ao meio dia solar e reduz-se para um valor nulo durante a noite As transições entre estes ritmos são graduais.
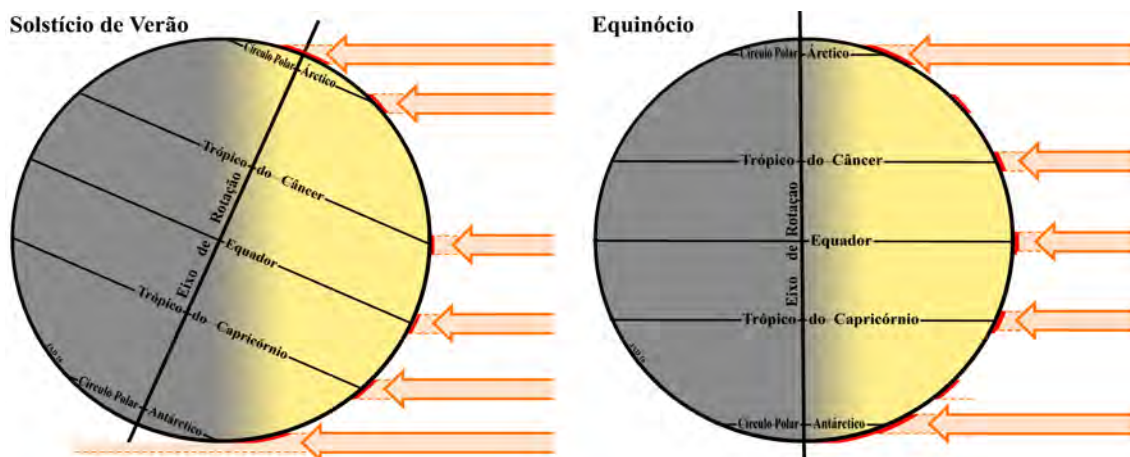
Figura 2 – Como a Terra é aproximadamente esférica, os locais que estão na perpendicular do Sol recebem mais energia dos que os outros em que os raios solares incidem obliquamente. Feixe de raios solares com o mesmo diâmetro e, portanto, com a mesma quantidade de energia, distribuem essa energia por uma área menor nos pontos em que incidem na perpendicular; essas áreas vão aumentando à medida que a incidência se torna mais oblíqua, o que está simbolizado pelos traços vermelhos.

Retomando o que acima se referiu sobre a energia radiante que a Terra recebe por ocasião dos solstícios, é de referir que, nessas ocasiões, os raios solares atingem perpendicularmente a superfície nas latitudes dos trópicos do Câncer e do Capricórnio, a 23,5° a norte e a sul do equador, dependendo se é Verão ou Inverno no Hemisfério Norte, respectivamente. Porém, nos dias de equinócio (por volta de 21 de Março e 23 de Setembro), como o eixo de rotação está paralelo ao Sol, ambos os hemisférios estão igualmente iluminados, pelo que ambas as regiões polares (e locais com a mesma latitude norte e sul) obtêm a mesma quantidade de luz (figuras 2 e 3).
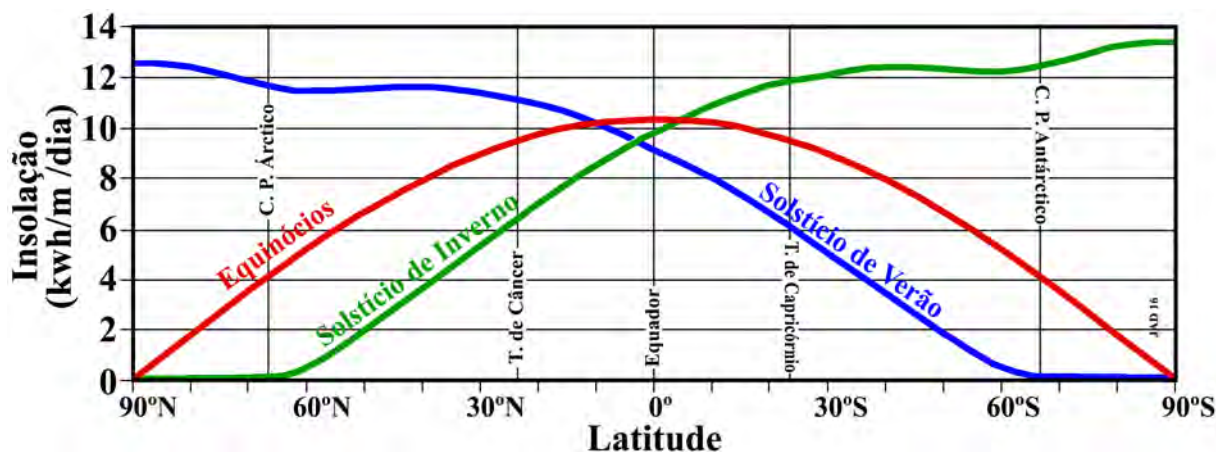
Figura 3 – Quantidade de energia solar recebida por dia e unidade de área, consoante a latitude, durante os solstícios e os equinócios.

Convém esclarecer a razão porque não indicamos datas exactas para os solstícios e equinócios: simplesmente porque estas variam de um ano para o outro. Tal acontece porque o ano trópico (o tempo a Terra leva a atingir novamente a mesma posição relativamente ao Sol, por exemplo, o tempo que medeia entre dois equinócios da Primavera) não tem exactamente a mesma duração do ano civil de 365 dias. Na realidade, o ano civil é baseado no ano trópico, mas como este tem a duração de 365 dias, 5 horas, 48 minutos e 46 segundos, é preciso introduzir correcções periódicas e regulares no ano civil, para que este se mantenha sincronizado com as estações. A correcção mais conhecida é a dos anos bissextos. Devido a este pequeno desfasamento entre os anos trópico e civil, a hora precisa dos equinócios e dos solstícios varia, não ocorrendo sempre no mesmo dia.

Como se referiu acima, no solstício de Verão, o Pólo Norte recebe continuamente radiação solar, correspondente à energia de 12,64 kWh/m² (kilowatt-hora por metro quadrado), bastante mais do que os locais situados no equador, que recebem "apenas" 9,2 kWh/m², e do que o Pólo Sul, em que, nessa altura, é noite permanente (figura 3). No solstício de Inverno o Pólo Sul, com dias de 24 horas, recebe ligeiramente mais energia do que o Pólo Norte durante o solstício de Verão (figura 3). Tal resulta da facto da órbita da Terra ser elíptica, estando mais próxima do Sol no solstício de Inverno do que no solstício de Verão. Adiante-se já que nem sempre foi assim, pois que outros movimentos do nosso planeta fazem periodicamente inverter esta situação.

2.2.2. Radiação incidente, absorção de energia, albedo e saldos energéticos

Convém termos em atenção que a análise que temos vindo a efectuar não tem em consideração muitos outros factores. Na realidade, os resultados dos factores astronómicos são perturbados por outros que ocorrem no nosso planeta. As variações de energia solar efectivamente recebida pela superfície terrestre resultam principalmente da interacção da

radiação com a atmosfera que tem que atravessar antes de atingir a superfície. Os gases que compõem a atmosfera provocam fenómenos variados, nomeadamente de dispersão, de reflexão e de absorção de energia. Por exemplo, a formação e dissociação de ozono absorve radiação ultravioleta, enquanto que o vapor de água absorve radiação infravermelha, em ambos os casos provocando diminuição da energia radiante total que chega à superfície. Por outro lado, a dispersão da luz visível na atmosfera produz um céu azul, enquanto que as nuvens reflectem e dispersam fortemente a energia solar, e absorvem mais ou menos luz, dependendo da espessura, provocando dias cinzentos nebulosos. A neblina, as poeiras em suspensão, o fumo das fábricas ou de incêndios florestais, e muitos outros poluentes atmosféricos são também factores que provocam dispersão, reflexão e/ou absorção da energia radiante solar, alterando a quantidade que chega à superfície, tendo, por consequência, efeitos tanto no estado do tempo como no clima local ou regional. Todos estes factores e outros que referiremos mais tarde condicionam o saldo energético do nosso planeta (figura 4).

A própria superfície condiciona a quantidade de energia que é absorvida ou reflectida. Referiu-se que, no hemisfério Sul, por ocasião do solstício de Inverno, a região polar recebe muito mais energia do que a zona tropical. Porém, pouca dessa energia é absorvida, pois que a presença de vastas superfícies geladas fazem com que maior parte seja reflectida. Todas as superfícies reflectem parte da energia incidente. Cientificamente, designa-se essa reflectividade por “albedo”, palavra que deriva do latim tardio *albēdo*, que tem a conotação de “brancura”, a qual radica em *albus,* que significa “branco”. Mais precisamente, é um coeficiente de reflexão, determinado pela razão entre a radiação reflectida por uma superfície e a radiação que sobre ela incide, variando, portanto, entre zero, quando não há qualquer reflexão (como acontece numa superfície perfeitamente negra), e um, quando toda a radiação reflectida (como se verifica numa superfície branca pura). A neve recente tem albedo (considerando a luz visível) entre 0,8 e 0,9 enquanto que o do carvão é de cerca de 0,04. Compreende-se, assim, que apesar da radiação solar que atinge as zonas polares no Verão de cada hemisfério ser grande, a energia absorvida seja pequena.

Refira-se, a este propósito, que o albedo médio da Terra é de cerca de 0,3. Porém, como as superfícies do nosso planeta são muito diversificadas, há regiões onde a reflectividade é alta (valor elevado do albedo), e outras em que há maior absorção da energia radiante incidente. O albedo típico do oceano é de 0,06, o que significa que apenas 6% da radiação incidente é reflectida, absorvendo os restantes 0,94%, o que se traduz em aquecimento das águas. Já as superfícies oceânicas geladas têm albedo entre 0,5 e 0,7, ou seja, reflectem a maior parte (entre 50% e 70%) da energia incidente. A regiões em que existem florestas de coníferas têm, no Verão, albedo entre 0,08 e 0,15. O albedo dos desertos é de cerca de 0,40.

Compreende-se, assim, que o valor do albedo tem grande importância climática, fazendo variar fortemente a análise efectuada no ponto anterior sobre a energia radiante que chega à Terra. Referimo-nos, apenas, ao albedo da superfície terrestre no que se refere à luz visível. Porém, as nuvens reflectem, também, radiação solar e, ao mesmo tempo, reflectem energia emitida (reflectida) pela superfície terrestre, provocando o conhecido efeito de estufa. Consoante os diferentes tipos de nuvens, o albedo destas varia entre quase zero até um máximo de cerca de 0,8. Assim, as nuvens mantêm a Terra mais fresca na medida em que reflectem luz solar mas, por outro lado, como reflectem a energia emitida pela superfície terrestre (o efeito de estufa), mantêm-na quente.

Devido à radiação solar incidente (abordada no ponto anterior), ao albedo das superfícies terrestres e das nuvens, e ao efeito de estufa, a temperatura média da Terra é de cerca de 15º C. Se a Terra ficasse inteiramente coberta por gelos (a designada “Terra bola de neve”), o que parece já ter acontecido no passado remoto do nosso planeta, a temperatura média

baixaria para uns -40ºC. Se, pelo contrário, toda a Terra viesse a ser coberta por oceanos (o que, com frequência, se designa por "aquaplaneta"), a temperatura média ascenderia a cerca de 27ºC.

Portanto, o que realmente interessa saber em termos de desenvolvimento climático, são os balanços entre a energia radiante solar que atinge a Terra, e a energia que esta emite para o espaço, principalmente sob forma de radiação infravermelha (figura 4). Se a superfície terrestre e a atmosfera retêm maior quantidade de energia solar, verifica-se aquecimento da Terra e, para compensar, esta irradia mais energia para o espaço. Se, pelo contrário, o sistema terrestre irradia mais energia do que a recebe do Sol, dá-se arrefecimento e, por consequência, há menor emissão de energia para o espaço. Assim, em princípio, há tendência para que o balanço entre a energia recebida e a emitida se compensem, ou seja, os ganhos líquidos de energia acabam por ser quase compensados por perdas de energia. O saldo energético da Terra tende, teoricamente, para zero.
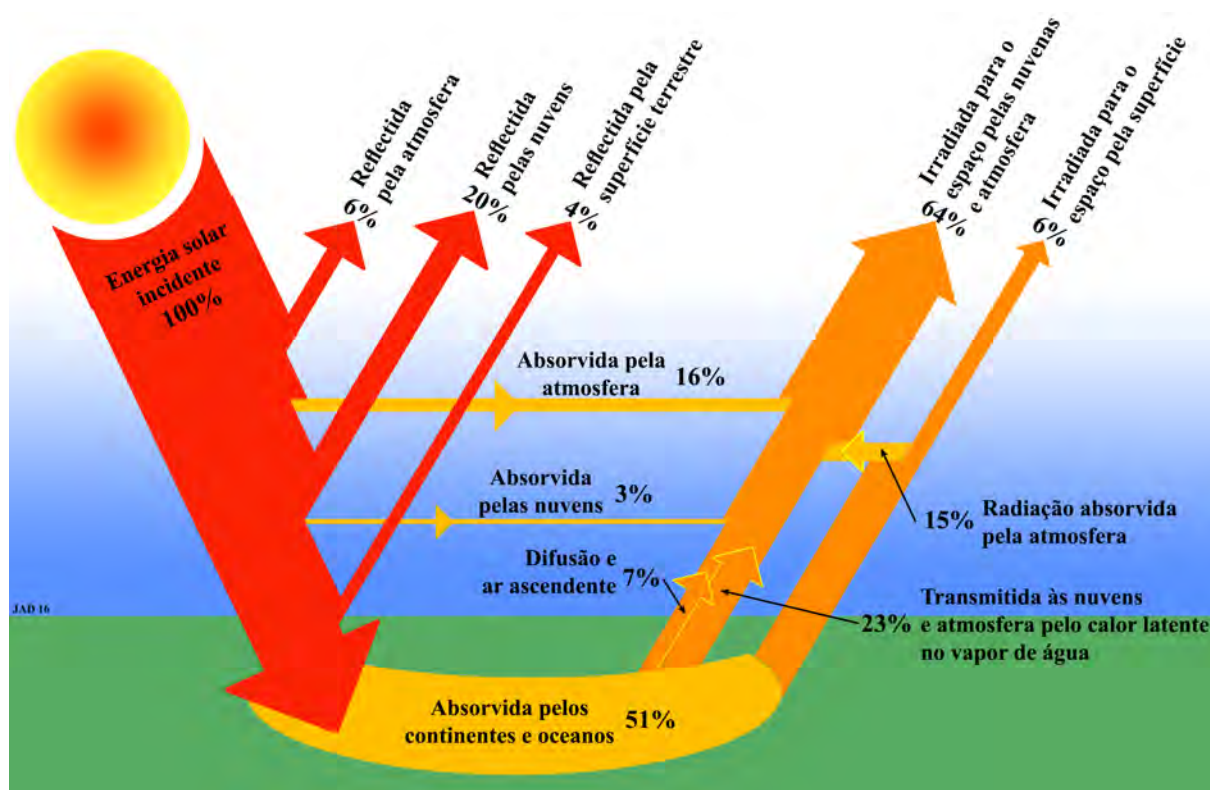
Figura 4 – Balanço energético da Terra.

Porém, quando se analisam os balanços energéticos anuais em função da latitude, o panorama é substancialmente diferente. Nas regiões inter-tropicais, entre aproximadamente 30ºN e 30ºS, o Sol está mais a pique durante todo o ano, pelo que apresentam um saldo energético positivo (recebem mais energia radiante do que a que emitem). Pelo contrário, nas regiões a latitudes mais elevadas, onde a radiação solar incide obliquamente, o saldo energético é negativo (emitem mais energia do que a que recebem do Sol). Aliás, esta variação dos saldos ou balanços energéticos por zonas latitudinais é mais ou menos progressiva (figura 5). Como se sabe que as zonas tropicais não estão continuamente a aquecer à medida que o tempo passa, tal como nas regiões polares não se observa um arrefecimento progressivo, devem existir outros mecanismos compensatórios que transportam energia dos trópicos para os pólos. Como se verá em seguida, são as deslocações das massas de ar, bem como as correntes oceânicas, que realizam essa compensação. Claro que, quanto temos em consideração as estações do

ano, os balanços energéticos apresentam variações sazonais, que são também compensadas pela sazonalidade das circulações atmosférica e oceânica. Em síntese, as diferenças sazonais e anuais dos saldos energéticos latitudinais tendem a ser compensadas pelas dinâmicas geradas na atmosfera e nos oceanos.
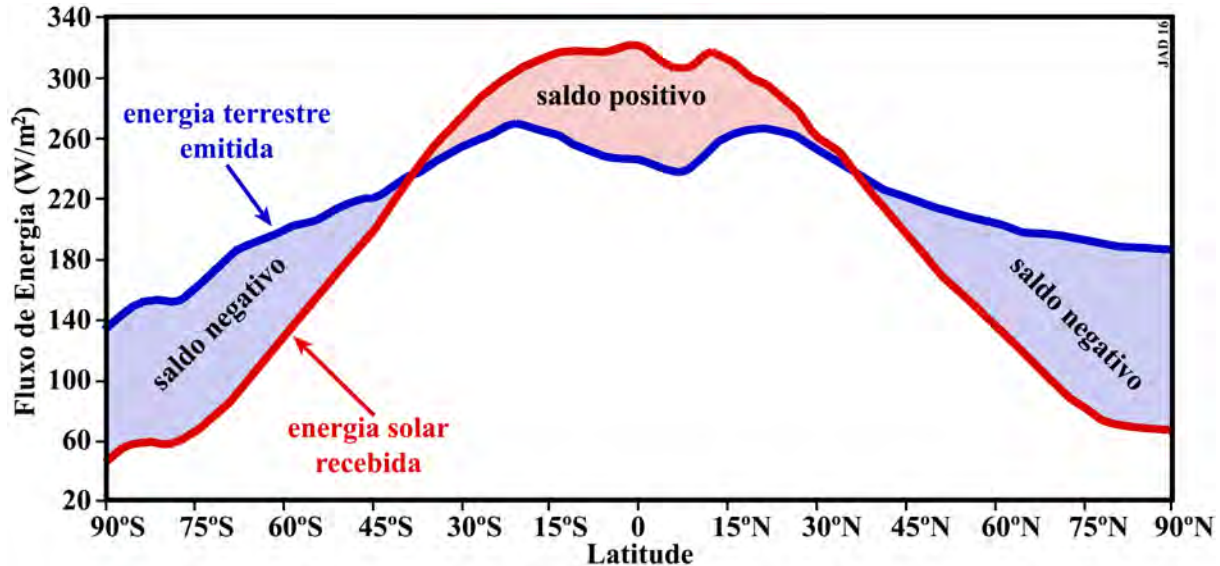
Figura 5 – Média anual do saldo entre a energia radiante solar recebida pela Terrae a energia emitida, por latitude.

2.2.3. Células atmosféricas de circulação

Como se referiu nos pontos anteriores, as zonas inter-tropicais recebem, ao longo do ano, mais calor do que as zonas localizadas a maiores latitudes. Assim, são regiões mais quentes em comparação com as outras zonas latitudinais da Terra, que atingem o outro extremo nas regiões polares, mais frias. Se não existisse movimento de rotação da Terra, estabelecer-se-ia, assim, uma grande célula de circulação atmosférica em cada hemisfério, com o ar quente equatorial a subir e a deslocar-se, em altitude, na direcção dos pólos. Porém, devido à rotação da Terra, a circulação atmosférica é mais complexa.

Na zona equatorial, o ar quente ascende até chegar à tropopausa (camada intermediária entre a troposfera e a estratosfera, situada, no equador, a uma altitude média em torno de 17 km), onde a temperatura começa a ser mais quente. Desloca-se, então, no sentido em que o ar é mais frio, ou seja, até latitudes médias, onde a quantidade de radiação solar incidente é, normalmente, bastante menor. A latitudes de aproximadamente 30º em ambos os hemisférios (no chamado "cinturão subtropical de altas pressões"), esse ar adquire movimento descendente e, próximo da superfície, volta a dirigir-se na direcção do equador (figura 6). Geram-se, assim, células de circulação, apelidadas de "Células de Hadley", do nome do advogado e meteorologista amador inglês, George Hadley [1685 – 1768], que descobriu este tipo de circulação.

A principal força motriz deste tipo de circulação atmosférica é, como se referiu, o aquecimento pela radiação solar, que é maior no equador e menor nos pólos. Esta circulação é um mecanismo de redistribuição de energia, que reduz o gradiente de temperatura entre o equador e as latitudes médias. Ao deslocar-se, perto da tropopausa, do equador para latitudes mais elevadas, a trajectória do ar em movimento sofre o efeito da Força de Coriolis, sendo desviado para a direita no hemisfério norte e para a esquerda no hemisfério sul, gerando-se, assim, as correntes de jacto subtropicais que fluem de oeste para leste. Próximo da superfície,

também devido ao Efeito de Coriolis, o fluxo de retorno em direcção ao equador é desviado para Oeste, gerando-se os ventos alísios. Esta circulação está relacionada, também, com as fortes chuvadas tropicais, com o desenvolvimento de tufões e furacões tropicais, e com a presença dos desertos subtropicais, como o do Sahara e o de Kalahari, respectivamente no norte e no sul da África, os de Victoria, Gibson e Simpson, na Austrália; os de Sonora, da Califórnia e do Arizona, na América do Norte; e o da Arábia, na Ásia ocidental.
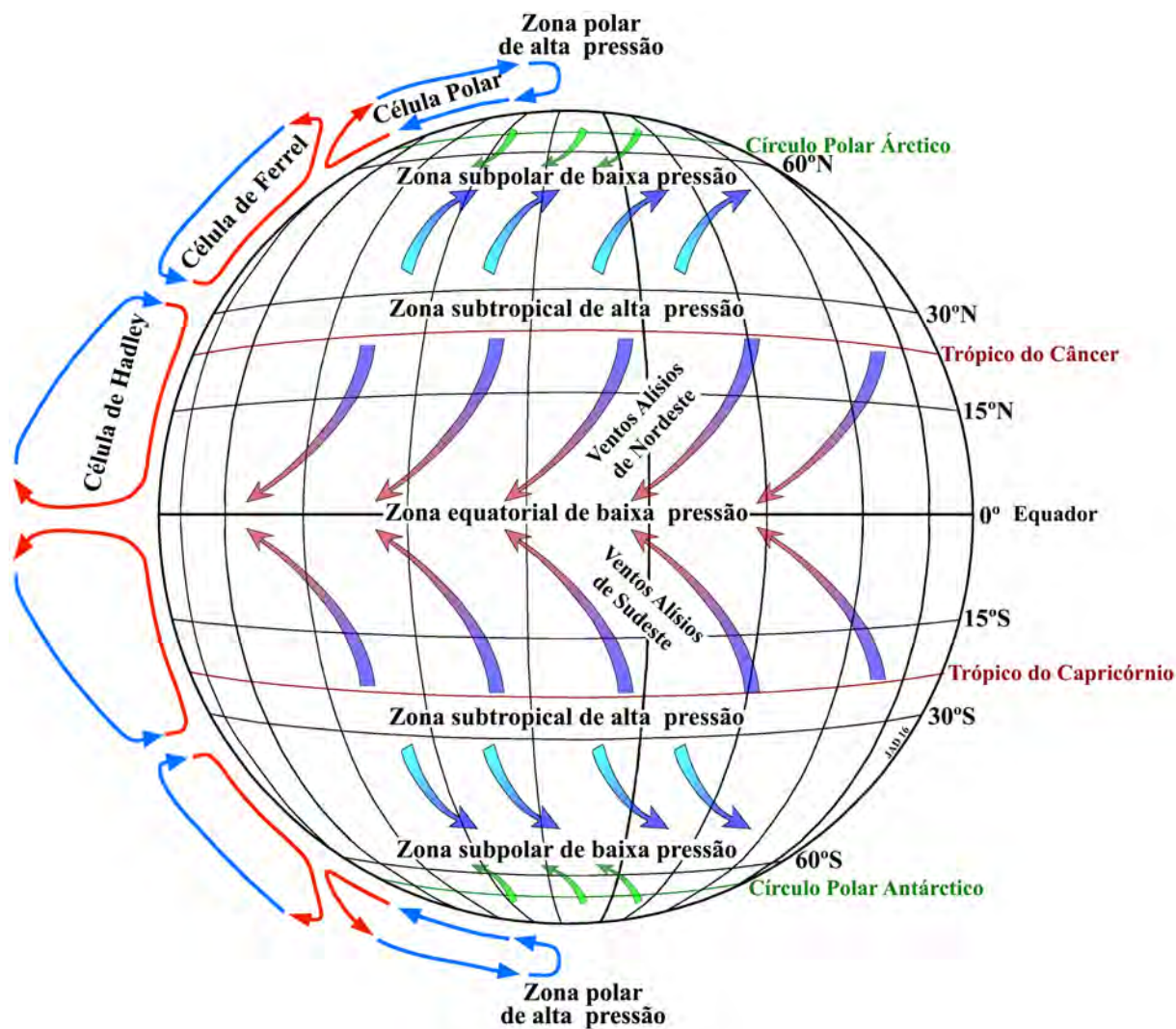
Figura 6 – Distribuição zonal idealizada da pressão atmosférica e das células de circulação das massas de ar.

Nas zonas circumpolares gera-se um tipo de circulação com semelhanças com o das células de Hadley, denominadas "Células Polares" (figuras 6 e 7). Embora aí o ar seja frio e seco relativamente ao ar equatorial, as massas de ar em torno do paralelo 60 são ainda suficientemente quentes e húmidas para sofrerem movimentos de convecção e gerarem um ciclo térmico. O ar ascende verticalmente até próximo da tropopausa, aí localizada a cerca de 8 km de altitude, movendo-se então em direcção aos pólos. Ao atingir domínios polares, o ar já arrefeceu consideravelmente, pelo que adquire movimento descendente, gerando uma zona de alta pressão. Próximo da superfície, esse ar frio e seco dirige-se para latitudes menores, onde existem baixas pressões, mas, devido ao Efeito de Coriolis, a trajectória é desviada para a direita (no hemisfério Norte) (figuras 6 e 7), dando origem aos ventos de Leste, típicos destas regiões.

Nas médias latitudes desenvolvem-se outras células de circulação, mais fracas, com movimentação oposta à das antes aludidas, designadas por “Células de Ferrel”, do nome do meteorologista norte-americano William Ferrel [1817 - 1891], que as teorizou. É uma circulação secundária, dependente, para sua existência, das células de Hadley e Polares. O ramo ascendente destas células ocorre nas zonas subpolares, onde se verifica a ascensão de ar frio, o qual, após transitar próximo da tropopausa, adquire movimento descendente, na zona subtropical, como ar quente (figuras 6 e 7). Assim, estas Células de Ferrel são, do ponto de vista termodinâmico, indirectas, pois que transportam energia de áreas frias para áreas quentes. Portanto, nas Células de Ferrell, o ar flui em direcção aos pólos e para Oriente próximo da superfície, e em direcção ao equador e para Ocidente a maiores altitudes, ou seja, num movimento inverso aos das Células de Hadley.
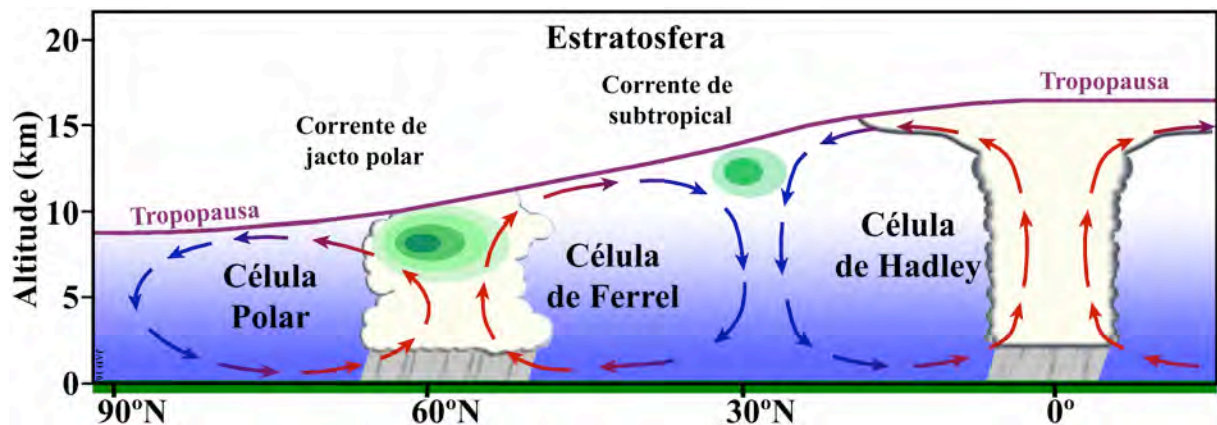
Figura 7 – Representação esquemática das células de circulação das massas de ar.

Entre as Células de Hadley que se desenvolvem no hemisfério norte e no hemisfério norte, localiza-se a Zona de Convergência Intertropical, uma área de baixas pressões situada perto do Equador. Como já foi referido, devido a estes factores o clima é, aí, quente e húmido, o que propicia o desenvolvimento das densas florestas tropicais. Devido à translação da Terra e, portanto, à existência das estações do ano, a Zona de Convergência Intertropical migra mais para Norte no Verão, deslocando-se para Sul no Inverno. No entanto, como há mais terras emersas no Hemisfério Norte do que no Sul, e como estas aquecem mais rapidamente do que as águas oceânicas, estabelecem-se assimetrias térmicas entre os dois hemisférios, responsáveis pela migração estival da Zona de Convergência Intertropical para Norte, até cerca de 5º de latitude, enquanto no Inverno (do Hemisfério Norte) se desloca de novo para Sul, mas apenas até aproximadamente a linha do equador.

O sistema global de circulação atmosférica acima referido (modelo tricelular) permite explicar, em termos gerais, os padrões meteorológicos e climáticos de grande escala. Todavia, como é recorrente quando se fala de padrões climáticos, há vários factores que induzem alterações nas suas dinâmicas diárias e anuais, como, entre vários outros, as estações do ano, devidas à acção conjugada da inclinação do eixo da Terra e do movimento de translação, e a geometria dos continentes e oceanos.

Neste último aspecto, há que ter em consideração que no hemisfério Norte existem mais massas continentais do que no Sul. Com efeito, no hemisfério Norte, a razão oceanos / continentes é de cerca de 1,5 (a área oceânica é 1,5 vezes maior do que a continental), enquanto que, no hemisfério Sul, essa razão é da ordem de 4 (quatro vezes mais área oceânica do que continental). Como os oceanos e os continentes absorvem ou libertam energia, isto é, aquecem ou arrefecem de formas diferentes, tal altera os fluxos das massas de ar e devido às

assimetrias de distribuição aludidas, geram-se assimetrias nos padrões meteorológicos e climáticos. Aliás, devido às diferentes distribuições das áreas oceânicas e das terras emersas nos hemisférios meridional e setentrional, locais situados a latitudes semelhantes tendem a ter um clima mais ameno no hemisfério Sul do que no Norte, devido à influência de moderação climática induzida pelos oceanos.

Devido aos factores aludidos (e outros), a distribuição real dos sistemas de altas e de baixas pressões, que traduzem a circulação atmosférica efectiva, é substancialmente diferente da do modelo tricelular apresentado (figura 8).
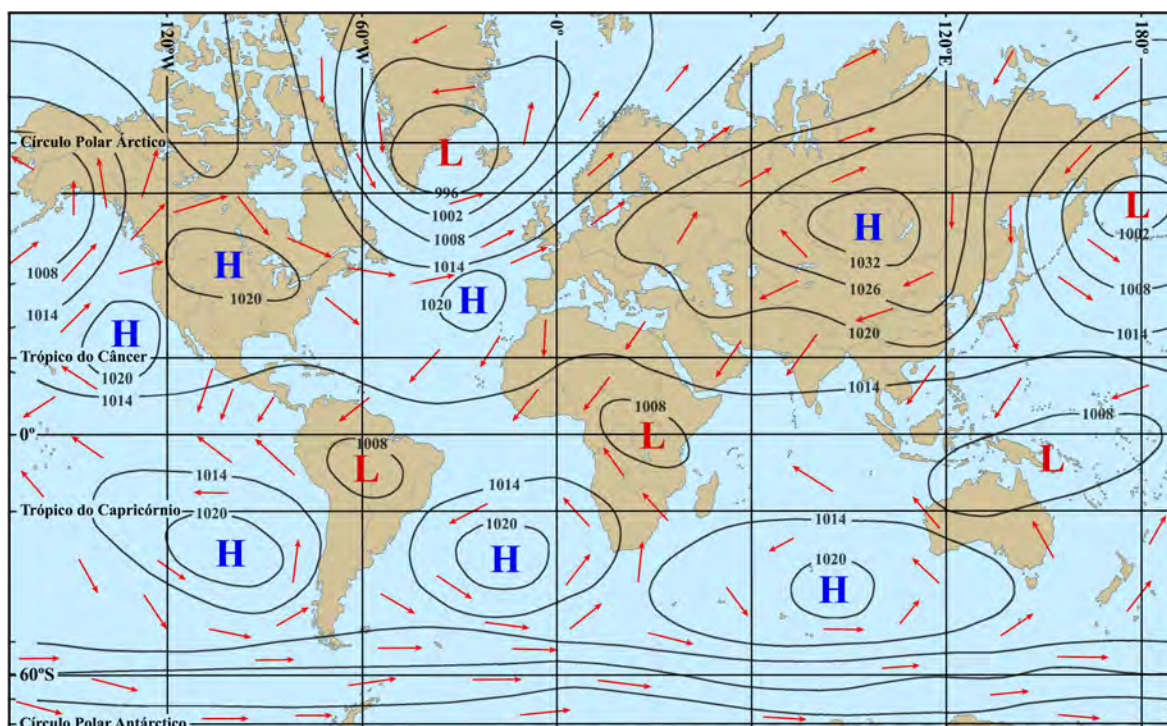
Figura 8 – Distribuição das altas e baixas pressões no planeta.

Porém, convém reter que o clima e a circulação atmosférica são basicamente dirigidos pelo aquecimento solar diferencial entre o equador e os pólos, e que as circulações atmosférica e oceânica gerais tendem a redistribuir energia, isto é, a transferir calor das zonas equatoriais para as zonas polares.

2.3. Continentes, oceanos e clima

2.3.1. Influência moderadora do oceano

Como se referiu nos pontos anteriores, são os movimentos de rotação e de translação da Terra que definem as bases das características genéricas do clima. Todavia, sobre essa matriz básica actuam múltiplos factores que, de uma ou de outra forma, fazem com que as características climáticas regionais se alterem. Basta pensar na altitude: mesmo nas regiões tropicais, as montanhas com elevada altitude têm, obviamente, clima muito mais frio do que as florestas situadas a altitudes muito mais moderadas.

Um dos factores que tem grande importância no clima é a distribuição dos continentes e oceanos. Embora esta distribuição se faça sentir de várias formas na definição das características climáticas, o fundamento principal é o modo diferenciado como reagem à incidência da energia radiante solar. Com efeito, os continentes aquecem mais rapidamente do que os oceanos, e arrefecem também mais rapidamente. Tal acontece porque a água tem uma

capacidade térmica maior do que a terra. Para elevar de 1ºC a temperatura de um quilograma de água é necessária mais energia do que para, por exemplo, fazer com que a temperatura de um quilograma de granito aqueça o mesmo 1ºC. De facto, a mesma quantidade de energia que aqueceria a água em um grau, quando aplicada ao granito, faria com que a temperatura deste se elevasse em mais de 5ºC. Cientificamente diz-se que a água tem um calor específico alto comparativamente ao granito.

Por outro lado, como a água do mar é relativamente transparente, a radiação solar penetra até determinada profundidade nas camadas superficiais do oceano. Embora se tenha já detectado luz solar a profundidades da ordem dos 1 000 metros, essa luminosidade é ténue e tal não é frequente acontecer. Normalmente, a luz penetra até profundidades máximas de 200 metros e, por isso mesmo, é designada por "zona eufótica" (do grego εὖ- [eu-], prefixo com conotação de "bem" + φῶς [phôs], contracção de φάως [pháos], que significa "luz" + -ica, sufixo nominal de origem latina que exprime a ideia de presença). Assim, a radiação solar aquece a superfície oceânica, sendo o calor difundido em profundidade, mas também, na medida em que penetra até certa profundidade, aquece também a água que não está à superfície. As rochas, como são opacas, aquecem apenas superficialmente, sendo o calor transmitido por difusão até pequena distância da superfície. Em síntese, o volume de água aquecido pelo Sol é muito maior do que o das rochas.

Porém, muito do calor recebido pelo oceano é consumido por evaporação da água. Este é outro factor que faz com que o oceano aqueça mais lentamente. Pelo contrário, a humidade presente nos solos é reduzida, pelo que a energia consumida na sua evaporação é pequena, o que reforça o rápido aquecimento das zonas continentais.

Assim, durante o dia, sob a incidência da radiação solar, os continentes aquecem mais rapidamente do que os oceanos. Durante a noite, libertam esse calor (arrefecem), só que os continentes arrefecem mais rapidamente do que os oceanos. A atmosfera sobrejacente é aquecida ou arrefecida de forma correspondente. Como já se viu mais acima, as diferenças de temperatura provocam diferenças de pressão e, por consequência, deslocação de ar (vento). Tal é, com frequência, bem notório quando estamos junto ao mar e anoitece: passado algum tempo começa a sentir-se, em geral, uma brisa tépida a soprar do mar para terra, que os nossos navegadores quinhentistas apropriadamente designaram por "viração". Devido a esse jogo entre as condições continentais e oceânicas, o clima nas zonas litorâneas é normalmente mais temperado, enquanto que nas que estão mais afastadas o clima é mais extremado. Este efeito do oceano como moderador climático é bem evidenciado quando, por exemplo, se comparam os climas de Aveiro (latitude 40º 38' N) com o de Madrid (latitude 40º 25' N). A temperatura média em Janeiro, em Aveiro é de 9,9ºC, enquanto que em Madrid é 6,3ºC. Se o Inverno é mais moderado junto ao mar, o mesmo se verifica no Verão: a temperatura média de Agosto é de 21,9ºC em Aveiro (com máxima absoluta 36,4ºC) e de 25,1ºC em Madrid (com máxima absoluta de 40,0ºC).

As regiões onde o clima tem a influência moderadora do oceano têm, em geral, quantidade considerável de precipitação, pois que a principal fonte de humidade não está longe. Nas regiões afastadas do oceano não existe essa influência moderadora, pelo que são menos húmidas. Este efeito da continentalidade é estruturante no que se refere ao desenvolvimento das características climáticas. Veja-se, por exemplo, o que se verifica actualmente no centro da Ásia, na Mongólia, que, por essa razão, tem clima muito continentalizado, com invernos longos e frígidos (atingindo a temperatura facilmente -30°C, mas não sendo raro chegar a -40°C ou -50°C) e verões curtos e quentes (com temperaturas que ultrapassam os 30ºC), e onde a precipitação é esparsa, atingindo valores anuais que pouco ultrapassam os 300 mm (refira-se, a título comparativo, que no Minho, por exemplo, é da ordem de 3 000 mm/ano).

A continentalização acima aludida não explica, porém, a razão porque localidades aproximadamente à mesma latitude têm características climáticas contrastantes. Tomemos, a título exemplificativo, as cidades de Aveiro e de New York, aproximadamente à mesma latitude (respectivamente 40º 38' N e 40º 40' N), ambas adjacentes ao oceano Atlântico e edificadas nas partes emersas de corpos hídricos importantes: a chamada Ria de Aveiro e o estuário do Rio Hudson. Em Aveiro, as temperaturas médias de Inverno e de Verão são, respectivamente, 10,2ºC e 18,0ºC, ao passo que em New York essas temperaturas são de -1ºC e de 23ºC. Acrescente-se que a queda de neve é típica, no Inverno, em New York, o que muito raramente acontece em Aveiro. Se considerarmos que a cidade de New York é uma das maiores cidades mundiais, sujeita a intenso efeito de calor urbano, o que faz com que, durante a noite, a temperatura seja 3 a 4 graus centígrados mais elevada do que as áreas circundantes, o contraste é ainda maior. A explicação para tais contrastes climáticos radica nos trajectos das correntes marítimas que são fortemente influenciados pela geometria dos continentes e oceanos.

2.3.2. Correntes oceânicas como regulador climático

O oceano mundial desempenha um papel crucial na regulação climática da Terra. Enquanto que as áreas continentais e a atmosfera absorvem alguma da radiação solar incidente, a maior parte é absorvida pelo oceano. Tal deve-se ao facto da maior parte da superfície da Terra (aproximadamente 71%) estar coberta por oceanos, como estes aquecem devido à radiação solar até maiores profundidades do que os continentes. Particularmente nas águas tropicais, em torno do equador, o oceano funciona como um grande painel solar de retenção de calor. A atmosfera da Terra também desempenha um papel neste processo, ajudando a reter o calor que, de outra forma, seria rapidamente irradiado para o espaço durante a noite. Assim, o oceano funciona como um grande armazém de energia solar mas, além disso, comporta-se, também, como grande distribuidor dessa energia (calor), o que faz de duas formas principais: através da evaporação e por intermédio das correntes marítimas.

Com efeito, as moléculas de água que constituem a superfície do oceano, ao serem aquecidas pela radiação solar ganham energia suficiente para passar ao estado gasoso, isto é, evaporam-se. Como a água do oceano está constantemente a ser evaporada, passando a integrar a atmosfera sobrejacente, tal traduz-se num aumento de temperatura e de humidade do ar (o que corresponde a transferência energética do oceano para a atmosfera). A circulação atmosférica redistribui, então, essa energia (calor e humidade) pelo globo, muitas vezes servindo de moderador climático de regiões situadas a grandes distâncias. As zonas tropicais são particularmente chuvosas porque há aí maior absorção de calor pelo oceano e, portanto, maior evaporação e maior humidade do ar; como o ar aquecido se expande, gerando núcleos depressionários, esse ar ascende na atmosfera e começa a arrefecer, convertendo parte da humidade em água líquida, ou seja, nuvens e chuva.

Porém, como a energia que o oceano recebe do Sol varia consoante a latitude, criam-se gradientes térmicos que impulsionam movimentos da água do oceano num fluxo contínuo, isto é, correntes marítimas. Na realidade, esta é apenas uma forma de gerar correntes; os ventos de superfície, os gradientes de salinidade, as marés e a rotação da Terra são também geradores importantes de correntes marítimas e, portanto, de energia. Principalmente fora das áreas equatoriais, os padrões climáticos são conduzidos, em grande parte, por estas correntes oceânicas, as quais, tal como se verifica na circulação atmosférica, sofrem o Efeito de Coriolis, sendo deflectidas no sentido horário no hemisfério norte e anti-horário no hemisfério sul, em padrões tendencialmente circulares. Geram-se, assim, giros oceânicos, isto é, grandes sistemas rotativos de correntes marinhas superficiais, existindo, na actual configuração dos

continentes e oceanos, cinco giros principais: dois no oceano Atlântico (Norte e Sul), dois no oceano Pacífico (Norte e Sul) e um no oceano Índico (figura 9). Além destes giros, que se definem em águas subtropicais, existem outros, mais pequenos, no Atlântico Norte e no Pacífico Norte, a latitudes elevadas. Outro giro rodeia a Antártida.

As correntes superficiais envolvidas nestes giros desenvolvem-se devido aos ventos que sopram das altas para as baixas pressões, sendo reforçadas por uma componente gravítica, pois que a superfície marinha não é plana, isto é, tem, também, um relevo que deriva de três factores principais.
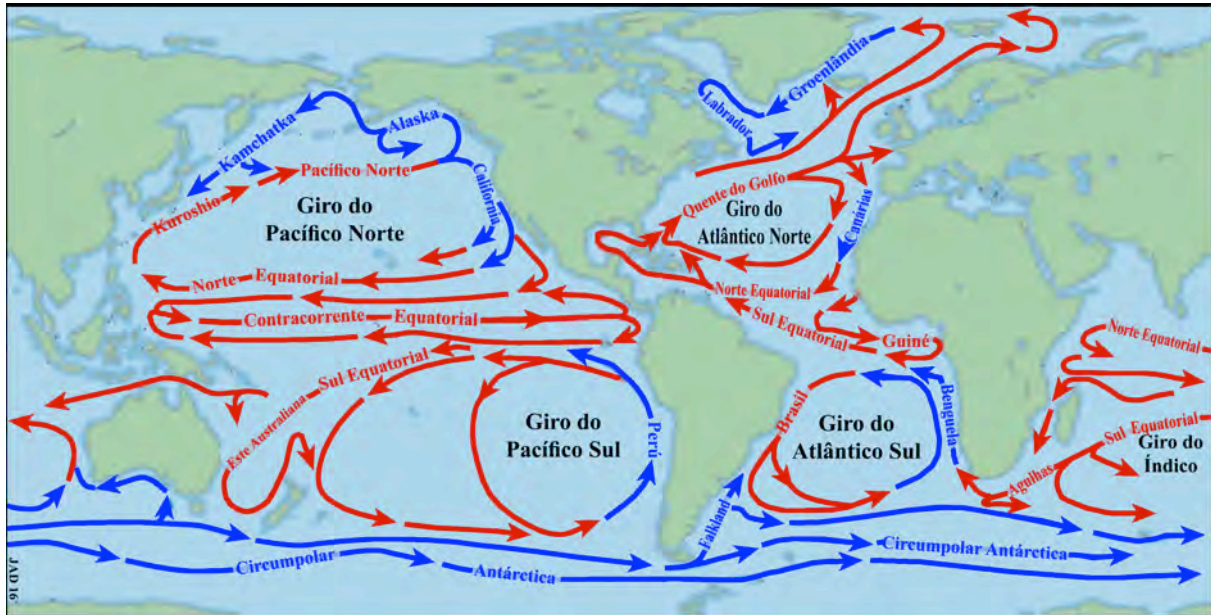
Figura 9 – Representação esquemática dos giros oceânicos e das principais correntes superficiais. As correntes quentes estão representadas a vermelho e a frias a azul

2.3.3. Relevos da superfície marinha

Mas antes de abordarmos esses aspectos, é de referir que a superfície oceânica tem efectivamente desníveis significativos. É uma superfície equipotencial, ou seja, é uma superfície de equilíbrio do campo de gravidade terrestre. Digamos, de forma muito simplificada, que a força gravítica é maior quando, a profundidades semelhantes, estão presentes grandes volumes de rochas com elevada densidade (como os basaltos, os gabros e os peridotitos); tal significa que, nessas áreas, a superfície equipotencial aludida está um pouco mais próxima do centro da Terra, ou seja, fica um pouco deprimida, ficando, pelo contrário, um pouco mais elevada quando existem grandes massas rochosas menos densas (como os xistos, os calcários e os granitos).

Diga-se, de passagem, que essa superfície livre equipotencial se aproxima muito do geóide (do grego γεια [*geia*], que significa "Terra" + ειδος [*eidos*], que expressa "forma", "aparência"), que é a forma teórica que a superfície oceânica teria apenas sob influência da gravitação e da rotação da Terra, não considerando outras influências, como os ventos, as marés e as variações de pressão atmosférica, e que é prolongada através dos continentes, de modo que todos os pontos tenham a mesma energia gravítica potencial (a soma da energia potencial gravitacional com a energia potencial centrífuga). Em síntese, a superfície livre do oceano tem efectivamente um relevo, havendo uma diferença de mais de 150 m entre o ponto mais alto e o mais baixo. Porém, estas diferenças não provocam, em si, movimentação de

água, pois que a força gravítica é a mesma em todos os pontos (apenas induziria um fluxo hídrico se houvesse diferenças no valor da gravidade, como acontece nos rios).

Como se estava a referir, a superfície oceânica tem outros tipos de relevo, que não são persistentes. Quando as correntes fluem na direcção de um continente, dá-se um empilhamento da água contra a massa continental (que é reforçado se há ventos no mesmo sentido), provocando desníveis que podem ser de ordem métrica. Esse desnível é instável, pois que, devido à acção da gravidade, a água acaba por fluir no sentido contrário, gerando-se, portanto, uma corrente.
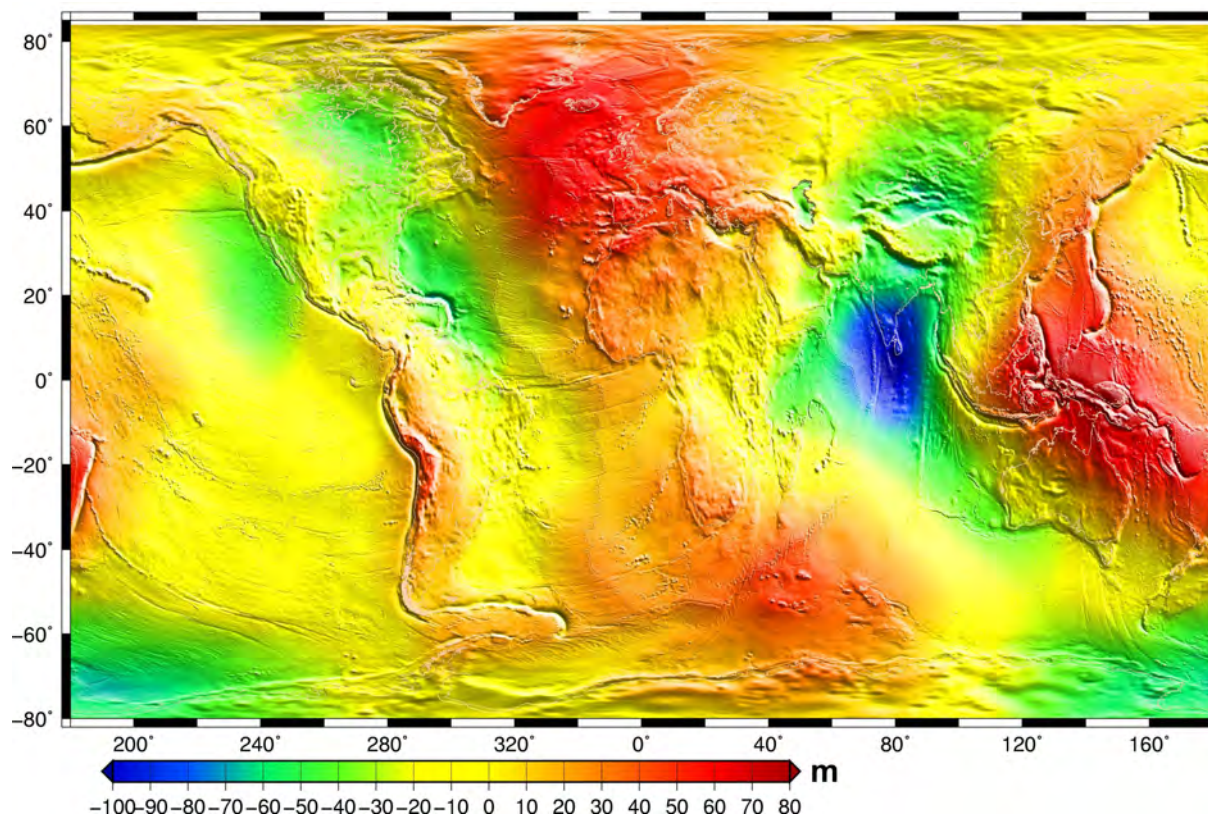
Figura 10 – Representação do geóide (superfície média do nível do mar) baseada em 16 anos de dados altimétricos satelitários.

Também a radiação solar pode induzir relevo oceânico, pois que, ao aquecer a água, esta dilata-se, elevando a superfície em vários centímetros nos trópicos. Tal pode ser suficiente para suscitar o desenvolvimento de correntes, principalmente se outros factores agem no mesmo sentido.

Desníveis que podem atingir ordem métrica, embora de curta duração, são suscitados por variações da pressão atmosférica. A superfície oceânica, como é equipotencial e, portanto, reage como um barómetro, eleva-se quando há pressões baixas. A pressão atmosférica média ao nível do mar é de 101,325 kPa (kPa = kilopascais, ou seja, mil pascais, sendo o Pascal a unidade de medida da pressão definida pelo Sistema Internacional de Unidades; 1 bar = 100 kPa, aproximadamente a pressão atmosférica média). Um decréscimo de 1 hPa (hectopascal = 100 Pa) nessa pressão provoca uma subida de cerca de 10 mm no nível do mar (referida como sobreelevação meteorológica do nível do mar e, no Brasil, designada por maré meteorológica ou, como é frequente dizer-se, *storm surge*), e um aumento de 1 hPa suscita descida de aproximadamente 10 mm nesse nível. Porém, associados a pressões baixas, há

normalmente ventos fortes (que provocam empilhamento de água junto à costa), chuvas intensas (que podem fazer com que o nível se sobreeleve ainda mais) e grandes ondas. O efeito conjugado de todos estes factores pode induzir grandes sobreelevações, que podem ser catastróficas. Exemplo disso foi o ciclone Katrina que, em 2005, atingiu a parte norte do Golfo do México, designadamente o Mississípi, provocando grandes estrados em New Orleans. Ainda no mar, no olho do furacão (como se apelidam os ciclones no Atlântico) a pressão atmosférica atingiu 902 hPa, o que corresponde a uma descida de 101 hPa relativamente à pressão normal, o que teria feito subir o nível marinho em mais de um metro. Porém, devido ao efeito conjugado dos vários factores aludidos, registaram-se no litoral sobreelevações superiores a 4,5 m, podendo, nalguns locais, ter atingido mais de 8 m.

Os factores aludidos (diferenças de pressão atmosférica, aquecimento de águas oceânicas, ventos soprando do mar para terra, chuvas intensas) provocam desníveis na superfície marinha que, devido à acção da gravidade, induzem também correntes, embora estas sejam de curta duração. Estas correntes ocasionais têm realmente influência no clima regional, mas são as grandes correntes permanentes que ajudam a modelar o clima do nosso planeta.

2.4. Clima e a circulação oceânica

2.4.1. O Giro do Atlântico Norte

O Giro do Atlântico Norte exemplifica bem a importância que as grandes correntes oceânicas têm no desenvolvimento do clima. Em termos genéricos, este giro resulta da actuação dos ventos alíseos, que sopram de NW entre as latitudes 10ºN e 25ºN, e dos ventos de Oeste, entre 35ºN e 55ºN. Assim, há dois forçamentos complementares das massas de água superficiais, um, a Sul, que impulsiona a água para Oeste e, devido ao Efeito de Coriolis, para NW, e outro, a Norte, que provoca deslocamento hídrico para Oriente, e por força do mesmo efeito, para SE. Estabelece-se, portanto, uma circulação oceânica no sentido dos ponteiros do relógio (figura 12). Uma das principais expressões deste giro é a Corrente Quente do Golfo, em geral também conhecida pela designação inglesa de *Gulf Stream*.

As águas que alimentam a Corrente Quente do Golfo, começam por fluir da costa norte-africana, impulsionadas pelo ventos alíseos, sendo relativamente frias. Na zona tropical, são deflectidas para Oeste, em direcção ao Mar das Caraíbas, e, devido à radiação solar, aquecem, formando a Corrente Norte Equatorial. Próximo da costa norte da América do Sul, ao fluir por entre as ilhas do Caribe e das Antilhas e pelo canal do Yucatão, a corrente é obrigada a diminuir de largura e, consequentemente, ganha força. Entra no Golfo do México pela parte sul, continuando sempre a aquecer, sendo obrigada a flectir para Norte, depois para Este e finalmente para sudeste devido à geometria deste golfo (figura 12). Ao circular no Golfo do México, esta corrente, com água a cerca de 25ºC, é relativamente estreita (com largura da ordem de 80 km), e rápida (cerca de 5 km/h). Esta água sai do Golfo do México pela zona entre a Flórida e Cuba, adquirindo aí a designação de Corrente da Flórida, com aproximadamente 30 Sv (o Sverdup, simbolizado por Sv, é uma unidade de medida volumétrica de transporte de água, correspondendo ao transporte de um milhão de metros cúbicos de água por segundo; o nome homenageia o oceanógrafo norueguês Harald Sverdrup [1888 - 1957]).

Junto á costa oriental da Florida recebe também as águas quentes da Corrente das Antilhas, aumentando o volume de água transportada para 85 Sv, passando a constituir a Corrente Quente do Golfo, que corre paralela á costa até atingir o Cabo Haterras. Desvia-se, então, para águas profundas, atingindo o máximo de volume transportado (150 Sv), começando o seu trajecto a apresentar grandes redemoinhos, meandros e flutuações. A imagem satelitária da

figura 11, onde a temperatura da superfície do oceano está representada em cores falsas, revela bem o padrão complexo que a Corrente Quente do Golfo adquire, denunciando que não é uma corrente estável. Com efeito, apresenta meandros e ondulações, tanto na zona de fronteira norte, como na sul. Por vezes, estes meandros "enrolam" para trás, no sentido contrario ao da corrente, que é para NE.
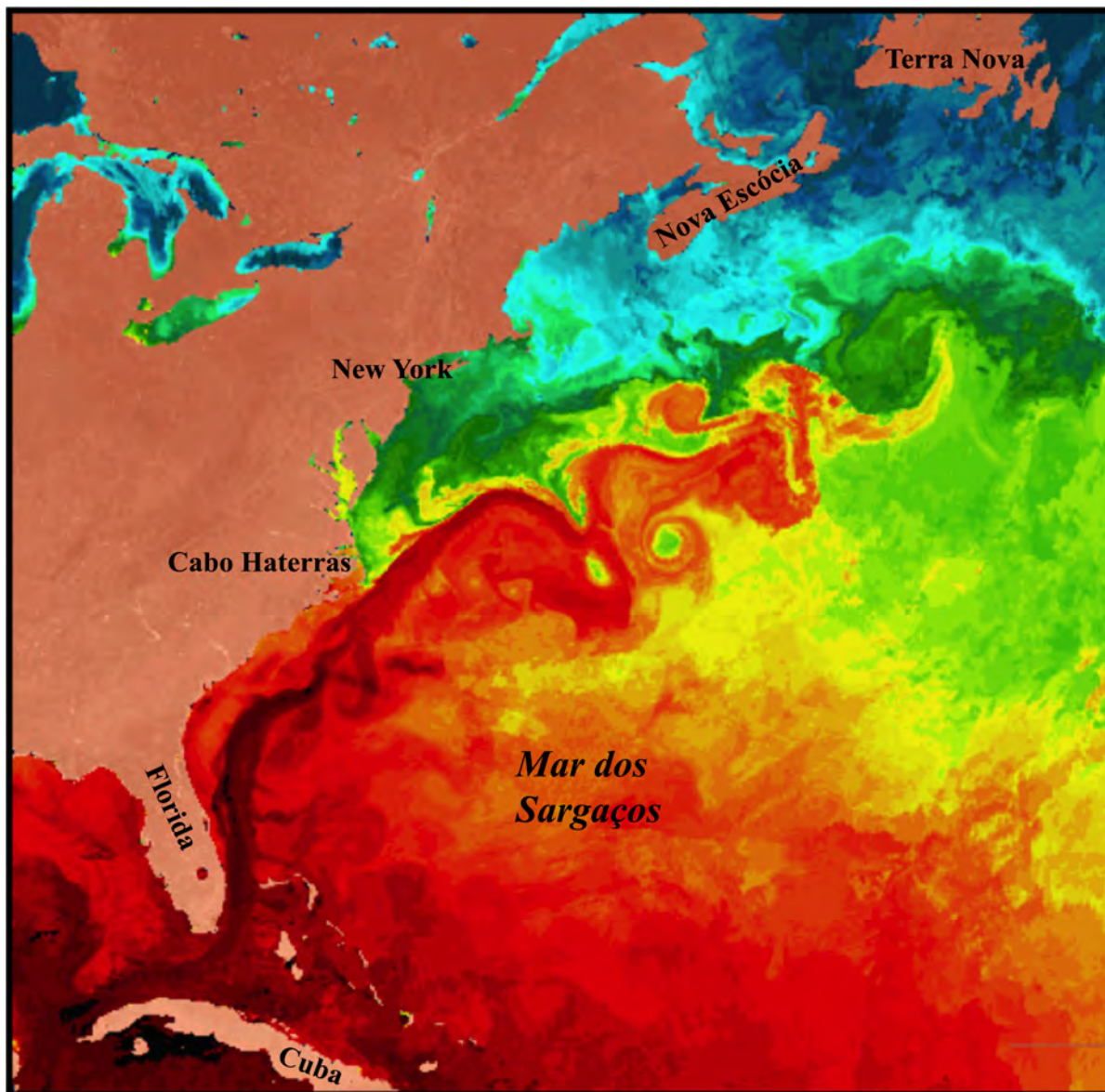
Figura 11 – Imagem satelitária da região onde actua a Corrente Quente do Golfo, em cores falsas, obtida com um sensor .AVHRR - Advanced Very High Resolution Radiometer (Radiómetro Avançado de Muito Alta Resolução) que mede a quantidade de radiação infravermelha térmica emitida pela superfície do mar. As cores vermelhas correspondem a águas mais quentes e as azuis a águas mais frias.

À medida que se vai afastando mais da costa, a corrente revela tendência para ir diminuindo de velocidade ao mesmo tempo que, progressivamente, vai reduzindo o volume de água transportada. Uma das razões para esta diminuição é o desvio para a direita de parte da água que ocorre por volta de 65ºW, assim entrando no Mar dos Sargaços, onde circula no sentido horário, acabando por integrar novamente a parte sul do Giro do Atlântico Norte e, mais tarde, a Corrente Quente do Golfo. Devido a isso, é frequente designar este fluxo

aproximadamente circular por Giro de Recirculação. Como consequência deste tipo de circulação, o Mar dos Sargaços constitui uma espécie de armadilha para materiais transportados à superfície, designadamente plásticos. Por essa razão, existe aqui uma grande mancha de lixo do Atlântico Norte, isto é, uma área de detritos marinhos produzidos pelo homem, que se encontra boiando nesta parte central do Giro do Atlântico Norte, a qual foi originalmente documentada em 1972 pelos oceanógrafos norte-americanos Edward J. Carpenter e K. L. Smith Jr., da Woods Hole Oceanographic Institution.

Por volta e 50ºW a Corrente Quente do Golfo intensifica a tendência para se ramificar e, consequentemente, para diminuir o volume de água transportada. O ramo principal prossegue para NW, alargando progressivamente (até atingir várias centenas de quilómetros) e, por consequência, abrandando a velocidade até menos de 1,5 km/h. Este ramo é apelidado de Deriva ou Corrente Norte Atlântica, o qual, por sua vez, também se divide em várias correntes menores. Uma dessas ramificações flui em direcção à Groenlândia, onde encontra e se mistura com a Corrente Oriental da Groenlândia, integrando um Giro Subpolar que circula no sentido contrário ao dos ponteiros do relógio. Várias ramificações, devido ao Efeito de Coriolis, flectem para a direita, formando, entre outras, a Corrente dos Açores e a Corrente de Portugal. Estas, já um tanto arrefecidas, continuam a ser deflectidas para a direita, como é o caso da Corrente das Canárias, corrente lenta que se define a SW da Península Ibérica, e acaba, mais a Oeste, por integrar novamente a Corrente Norte Equatorial (figura 12). Fecham, assim, o ciclo de circulação ou giro do Atlântico Norte, cujo circuito demora cerca de dez anos a percorrer.
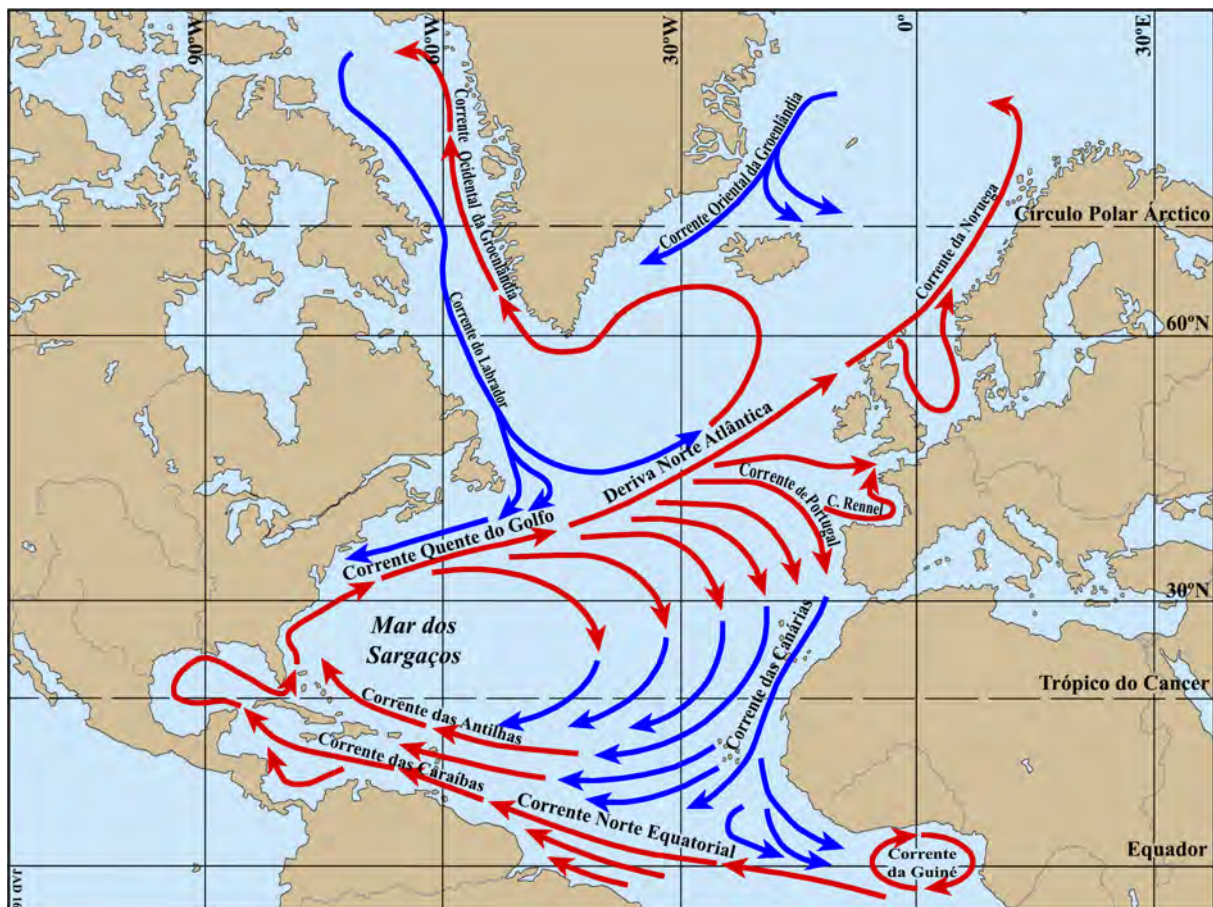
Figura 12 – O Giro do Atlântico Norte com indicação das principais correntes nele envolvidas. As setas vermelhas representam correntes de águas quentes, e as azuis, de águas frias.

A Corrente Norte Atlântica prossegue para NE, formando a Corrente da Noruega, que banha as costas do norte da Europa, já integrada no Giro Subpolar. Com temperaturas subsuperficiais da ordem de 8ºC na parte Sul e de 4ºC na parte Norte, esta corrente vai arrefecendo progressivamente (e, portanto, libertando calor), assim exercendo uma influência moderadora no clima de inverno do norte da Europa. Por exemplo, é devido a esta atenuação do rigor do Inverno que a maior parte dos portos da Noruega está livre de gelo durante todo o ano.

A norte do Giro do Atlântico Norte, subtropical e circulando no sentido dos ponteiros do relógio, desenvolvem-se giros subpolares, de águas bastante mais frias e que rodam em sentido contrário ao dos ponteiros do relógio (figura 12). Um destes giros é constituído pela Corrente da Noruega, que flui para norte condicionada pela costa da Escandinávia, acabando, a norte do Círculo Polar Árctico, por rodar para a esquerda, em muito influenciada pela circulação atmosférica induzida pelo Centro de Baixas Pressões da Islândia. O ramo descendente deste giro é constituído pela Corrente Oriental da Groenlândia, que flui do Mar Árctico em direcção a SW, confinado pela margem da Groenlândia, com águas frias e de baixa salinidade, estando envolvida no transporte de 3 a 4 Sv, por vezes mais. É através desta corrente que é exportada para Sul grande parte dos gelos árcticos.

Outro giro subpolar, complementar do anteriormente aludido, é composto por um ramo da Corrente Norte Atlântica que, confinado pela margem da Islândia e da Groenlândia, flui para NE, depois para Norte e, finalmente, para NW, juntando-se à Corrente Oriental da Groenlândia e acabando por formar a Corrente Ocidental da Groenlândia. Sendo sempre condicionada pela margem da Groenlândia, esta corrente flui para Norte até à Baía de Baffin, onde, devido à geometria das terras emersas, acaba por rodar e inverter a direcção, correndo, então, junto à margem da Ilha de Baffin e do Labrador, onde adquire a designação de Corrente do Labrador. Esta prossegue para Sul, ao longo da margem da Terra Nova e da Nova Escócia. Nesta região ocorre mistura com a Corrente Quente do Golfo, o que dá origem a nevoeiros cerrados, mas que cria, também, uma das zonas pesqueiras mais ricas do mundo. A Corrente do Labrador transporta para Sul icebergs originados nos glaciares da Groenlândia, principalmente na Primavera e início do Verão. Estes icebergs, que a Sul cruzam as rotas marítimas transatlânticas, constituem um perigo para a navegação. Recordemos que foi um destes icebergs que, já perto da meia noite do dia 14 de Abril de 1912, colidiu com o transatlântico "Titanic", que se afundou na madrugada do dia seguinte com mais de 1 500 pessoas a bordo. Aliás, ocasionalmente, verifica-se o transporte de icebergs até bastante a Sul, nomeadamente até às Bermudas e à latitude dos Açores. Esta Corrente fria do Labrador, passando a região da Nova Escócia, continua a fluir para SW, ao longo da costa dos Estados Unidos da América, até New York e New Jersey (figura 11). Esta a razão porque New York, à mesma latitude de Aveiro, tem um clima bastante mais frio que o de Portugal.

O Giro do Atlântico Norte constitui um dos mecanismos de transporte de calor das baixas para as altas latitudes, sendo responsável, entre outros, pela existência de um clima mais ameno no norte da Europa. Nestes termos, podemos facilmente deduzir que qualquer perturbação nas correntes envolvidas neste giro induzirá perturbações de ordem climática. Estima-se que um abrandamento da Corrente Quente do Golfo, pode conduzir a um arrefecimento de 1ºC ou mais no norte da Europa, o que terá consequências nos padrões climáticos da região.

O funcionamento do clima é complexo, existindo múltiplas teleconexões. Como foi referido acima, o Giro do Atlântico Norte alimenta o Giro Subpolar através da Corrente da Noruega, que está conectada com a Corrente Oriental da Groenlândia e, portanto, também com o giro que se desenvolve entre esta e as costas do Canadá e dos Estados Unidos, onde, a norte do

Mar dos Sargaços, interage com a Corrente Quente do Golfo. Neste sistema complexo, verifica-se que o transporte de águas quentes e, portanto de calor, desde a zona equatorial até à zona subpolar, e que a circulação de água fria desde o Árctico para sul diminuíram cerca de 15% a 20% ao longo do século passado, um abrandamento que não é comparável a qualquer outro verificado durante o último milénio. Simultaneamente, tem-se vindo a constatar que, na área situada a sul da Groenlândia e da Islândia, têm ocorrido algumas das temperaturas mais baixas desde que há registos para a região, o que acontece numa altura em que, na maior parte da superfície do planeta, se verifica aquecimento. Tal está possivelmente relacionado com os enormes volumes de água doce, provenientes da fusão dos gelos da Groenlândia, que estão a fluir para o Atlântico Norte, fazendo abrandar a intensidade da circulação no Giro do Atlântico Norte. Com efeito, estima-se que, entre 1900 e 1970, cerca de 8 000 km^3 de água doce foram assim introduzidos no Atlântico Norte, a partir da Groenlândia (uma média de mais de 110 km^3/ano), tendo esse fluxo aumentado muito entre 1970 e 2000, com a introdução, na parte setentrional do Atlântico, de 13 000 km^3 de água (uma média de mais de 430 km^3/ano).

À laia e conclusão, podemos dizer que as interacções entre o oceano e a atmosfera são complexas, mas que, basicamente, energia é transferida da atmosfera para a camada de mistura oceânica, o que constitui o principal factor que governa a circulação das camadas superiores dos oceanos; por outro lado, energia do oceano é devolvida para a atmosfera, o que influencia muito a circulação atmosférica e, portanto, o tempo e o clima. Nas camadas superficiais do oceano, as correntes oceânicas constituem um mecanismo eficaz de transporte de calor (e, indirectamente, de humidade atmosférica) das baixas para as altas latitudes, assim tendendo a amortecer os efeitos das assimetrias da distribuição da radiação solar que atinge a superfície da Terra. Portanto, qualquer alteração na intensidade com que funcionam os sistemas de correntes oceânicas pode desencadear modificações ao nível do clima. Porém, os oceanos são tridimensionais, e só nos temos vindo a ocupar da parte oceânica superficial. Quando se consideram também as correntes que fluem na coluna de água e junto ao fundo, o papel do oceano como regulador climático é fortemente reforçado.

2.4.2. O Giro Polar e a produção da Água Atlântica de Fundo

Vimos no ponto anterior que as correntes superficiais (que afectam as primeiras centenas de metros do oceano) que constituem Giro do Atlântico Norte, e que são principalmente impulsionadas pelo vento, embora condicionadas pela geometria das terras emersas, transportam energia (sob forma de calor) das baixas para as altas latitudes. Foi também referido que um dos ramos desta circulação (a Corrente Norte Atlântica) se dirige para NW, para o norte da Europa, onde toma a designação de Corrente da Noruega, que vai progressivamente arrefecendo e, portanto, libertando calor para a atmosfera, constituindo-se, assim, como responsável pela amenização climática daquela região. Esta corrente está já integrada no Giro Subpolar, de onde se conclui que estes giros interagem e se interpenetram.

A água da Corrente da Noruega, que afecta os 50 a 100 m superficiais da coluna de água, vai-se modificando progressivamente à medida que fui para NW e se aproxima da margem da Noruega (figura 13). Arrefece, pois vai progredindo para latitudes mais elevadas e, portanto, mais frias, o que significa que liberta calor, o que torna estas zonas nórdicas mais amenas do que seriam sem a actuação desta corrente. Vai ficando menos salgada, pois que se vai misturando com água doce ou salobra, nomeadamente com: a) água do Mar do Norte, afectada pela introdução de água proveniente dos rios do norte da Europa; b) água originária do Mar Báltico, muito salobra (salinidade média de 3,5‰, atingindo cerca de 20‰ na Baía de Skagerrak, muito pouco em comparação com a salinidade típica oceânica, da ordem de 35‰),

que através do Estreito de Skagerrak (localizado entre as costas SE da Noruega e SW da Suécia, e a Península da Jutlândia, na Dinamarca) se comunica com o Mar do Norte; c) água doce ou muito salobra proveniente dos fiordes da Noruega.

Ao entrar no Oceano Árctico, o fluxo de água da Corrente da Noruega (aqui ainda relativamente quente mas com salinidade diminuída) divide-se em dois ramos principais: um dirige-se para NE, para o Mar de Barrents, de pequena profundidade (a profundidade média é de apenas 230 m) e situado ao largo das costas norte da Noruega e da Rússia; outro passa a Oeste, pelo Estreito de Fram, localizado entre as latitudes 77º N e 81º N e definido pelo arquipélago de Svalbard (cuja maior ilha é a de Spitsbergen, o território permanentemente habitado mais próximo do Pólo Norte) e a Groenlândia (figura 13). A entrada deste fluxo de água relativamente quente no Mar de Barrents, relativamente pouco profundo (a profundidade média é de apenas 230 m) faz com que os portos situados na parte sul deste mar, como os de Vardø (na Noruega, à latitude de 70°22′ N) e de Murmansk (na Rússia, a 68°58′ N de latitude), permaneçam livres de mar gelado durante todo o ano.
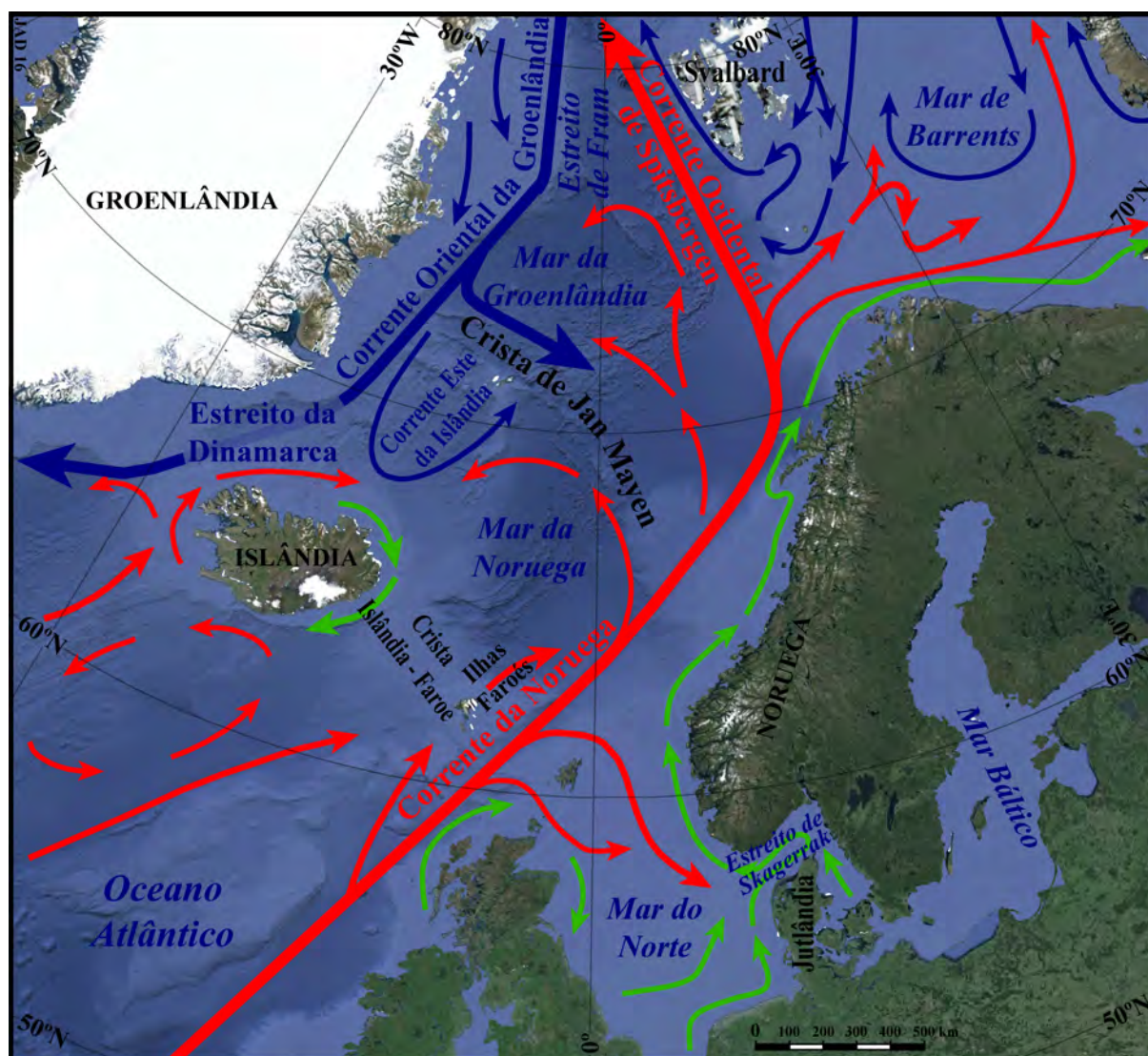
Figura 13 – Representação esquemática das correntes na região do norte da Europa – Árctico – Groenlândia. As setas vermelhas simbolizam águas quentes, as azuis representam águas frias, e as verdes águas costeiras.

O ramo da Corrente da Noruega que se dirige para Norte, apelidado de Corrente Ocidental de Spitsbergen, vai encontrando condições atmosféricas cada vez mais frias, pelo que a água arrefece tanto (e, por consequência, aumenta de densidade) que uma parte mergulha em profundidade, mantendo a salinidade sensivelmente constante. Este é um dos processos conducente à formação da massa de água designada por Água Inferior Árctica Intermédia. Prosseguindo para Norte, a corrente atinge a plataforma continental de Svalbard ocidental e o Estreito de Fram, que tem, em geral, profundidades superiores a 2 000 m, e que constitui a única ligação profunda entre os oceano Árctico e Atlântico. Aliás, é neste estreito que se localiza o ponto mais profundo do Atlântico, a Fossa de Molloy, com 5 669 m de profundidade. Nesta região, a corrente começa a encontrar gelo marinho, e como as águas são relativamente quentes (e salgadas), o gelo funde, começando a desenvolver-se uma camada superficial de água doce. Tal faz com que, no Estreito de Fram, o mar nunca congele, constituindo a região mais setentrional do mundo em que isso se verifica. Devido à actuação do vento, as águas (uma quente e salgada; outra fria e doce) misturam-se, dando origem à Água Superficial Árctica. Devido ao contraste de densidades, a água da Corrente Ocidental de Spitsbergen (mais densa) mergulha sob a Água Superficial Árctica (menos densa), ficando isolada da superfície.

Assim, por volta de 79ºN a 80ºN, a Corrente Ocidental de Spitsbergen, relativamente estreita e forte (cerca de 100 km de largura e velocidade máxima à superfície de perto de 35 cm/s), divide-se em dois ramos: a Corrente de Svalbard, que prossegue para Norte e Nordeste, junto à plataforma continental de Spitsbergen, acabando por mergulhar para águas intermédias e, após circulação no Árctico e grandes modificações nas suas características, volta a dirigir-se para latitudes mais baixas com as águas integradas na Corrente Oriental da Groenlândia; e a Corrente de Yermak, que se desloca para NW até por volta de 81ºN, tomando então rumo Oeste, acabando por recircular em direcção a Sul, ainda relativamente quente e salgada, como Corrente Atlântica de Retorno a profundidades de cerca de 300 metros. Os contrastes entre estas duas correntes derivadas da Corrente Ocidental de Spitsbergen, uma fria e pouco salgada, outra relativamente quente e salgada, geram gradientes térmicos e salinos muito marcados, originando a Frente Polar da Groenlândia Oriental.

Assim, as águas provenientes do Atlântico (Corrente da Noruega - Corrente Ocidental de Spitsbergen), que passam na direcção do pólo através do Estreito de Fram, após circulação e modificação no Árctico, acabam por voltar a dirigir-se para Sul através do mesmo estreito. Tal confere ao Estreito de Fram importância maior nas trocas de massa, calor e sal entre massas hídricas localizadas mais a Sul (como o Mar da Groenlândia e o Mar da Noruega), e mais a Norte (Árctico). A corrente que, em termos genéricos, tem águas frias e de baixa salinidade, que passa, através deste estreito, na direcção do Equador, é designada por Corrente Oriental da Groenlândia. Flui ao longo da margem continental da Groenlândia, desde o Estreito aludido (a cerca de 80ºN), passando pelo Estreito da Dinamarca (entre a Islândia e a Groenlândia), até ao Cabo Farewell, na extremidade Sul da Groenlândia (a cerca de 60ºN). É esta corrente que transporta para Sul, para o Atlântico, sob forma de icebergues, a maioria dos gelos exportados pelo Árctico, bem como a maior parte da água doce produzida por fusão da calote polar.

Na realidade, a Corrente Oriental da Groenlândia afecta três tipos de águas diferentes. Os 150 m superiores da corrente são constituídos por águas frias (entre 0ºC e -1,7ºC, portanto muito próximo da temperatura de congelação) e pouco salgadas (entre 30‰ próximo da superfície e 34‰ na parte inferior), e por consequência de menor densidade, consideradas como Água Polar. Abaixo desta, até cerca de 1 000 metros de profundidade, existe água relativamente quente (acima de 0ºC) e salgada (34‰ a 35‰), e portanto mais densa)

correspondente ao nível de Água Atlântica. Na parte inferior, abaixo dos 1 600 metros de profundidade, há água profunda que, ao fluir no sentido do Equador, encontra a Crista de Jan Mayen por volta de 72ºN, sendo deflectida para Este, em direcção ao interior do Giro do Mar da Groenlândia, onde circula, acabando por integrar novamente a Corrente Oriental da Groenlândia nas imediações do Estreito de Fram. Porém, as massas de água acima desta corrente profunda conseguem passar este obstáculo, prosseguindo até à Islândia onde, através do Estreito da Dinamarca, prosseguem para Ocidente.

É assim produzida, na zona da Islândia, envolvendo misturas de águas diferentes, a Água Profunda do Atlântico, tipicamente com temperatura entre 2ºC a 4ºC e salinidade entre 34,9‰ e 35,0‰, a qual fui para Sul a profundidades entre 1 500 e 4 000 metros.

2.4.3. A circulação termohalina e a regulação global do clima

Como se aludiu, o Giro do Atlântico Norte, essencialmente impulsionado pelos ventos, transporta calor das regiões tropicais para as latitudes mais elevadas, da ordem dos 50ºN. Uma parte desta água quente e salgada (derivada da Corrente Quente do Golfo) escapa-se do giro referido e prossegue para NW, indo abastecer, através da Corrente da Noruega, o Giro Subpolar, continuando, portanto, a transportar calor (energia) para latitudes maiores. Com efeito, embora haja fortes variações sazonais, a temperatura média das águas desta corrente ronda os 8ºC na parte inicial, a norte da Escócia, por volta de 60ºN, baixando para menos de 4ºC na parte norte, pelos 70ºN de latitude.

Nas altas latitudes, as águas arrefecem (ou seja, libertam calor) e tornam-se, portanto, mais densas. Por outro lado, nessas zonas circumpolares, a temperatura atmosférica é tão baixa, principalmente no Inverno, que, com frequência, congela a água do mar. Tal tem como consequência, também, aumento da salinidade da água, pois que é a água que é congelada e não o sal, o que faz com que a água remanescente (no estado líquido) acabe por ficar mais salgada. Porém, nestas zonas os processos são complexos e, por vezes, divergentes. Principalmente na Primavera e no Verão, a temperatura atmosférica aumenta, o que provoca fusão dos gelos e, por consequência, diluição da água superficial do mar, tornando-a menos salgada. Na realidade, na circulação termohalina global, há duas forças que se opõem: por um lado, há o forçamento térmico, com aquecimento da água nas baixas latitudes e arrefecimento nas altas latitudes, o que induz fluxos na direcção do pólo; por outro lado, há o forçamento salino, com forte evaporação nas baixas latitudes e introdução de água doce nas altas latitudes, nomeadamente devido à fusão primaveril e estival de gelo, o que induz fluxos na direcção oposta. Todavia, nestas altas latitudes há que ter também em consideração a congelação da água superficial que, ao formar o gelo, liberta o sal, que vai tornar a água líquida dessa zona mais salgada. Nas condições actuais do Atlântico Norte, a circulação é dominada pela componente térmica, pelo que o fluxo superficial resultante é de Sul para Norte.

Como resultado da circulação marinha no norte do Atlântico Norte, que é relativamente complexa e, em muito, forçada por contrastes de densidade das massas de água, acaba por ser produzida água fria e salgada e, portanto, mais densa, que, devido a ter maior densidade do que a água do Atlântico, mergulha em profundidade e começa a deslocar-se na direcção do Equador. É a denominada Água Atlântica de Fundo. Este processo que decorre no norte do Atlântico, no Giro Subpolar, constitui o principal motor da circulação oceânica profunda, contribuindo, de forma muito relevante, para a amenização climática global.

As correntes oceânicas que são impulsionadas por gradientes de densidade não são, como é óbvio, específicas do norte da Europa (região Groenlândia - Islândia – Escócia). Existem em

todo o oceano global. Como a densidade da água é definida pela temperatura e pela salinidade, a circulação assim induzida é designada por circulação termohalina (do grego θέρμος [thermós] = calor + ἅλς [háls] = sal). A circulação termohalina global é muitas vezes designada, também, por “correia transportadora” (de calor), utilizando-se com frequência o termo anglo-saxónico “conveyor belt” (figura 14). Esta circulação termohalina, que funciona como uma correia transportadora, transfere de uns oceanos para outros não apenas calor, mas também sal, nutrientes, gases dissolvidos, material em suspensão e tudo o resto que estiver contido na água, assim esbatendo as diferenças entre eles. Serve, também, de ligação entre as correntes superficiais e as profundas, através do arrefecimento das águas localizadas na parte superficial e seu consequente aumento de densidade, que, por isso, mergulham em profundidade. Tal acontece, como vimos, essencialmente no norte do Atlântico Norte, em conexão com o Árctico, mas também no Antárctico, na região do Mar de Weddell (figura 14). Mais tarde, após percorrem grande parte da bacia oceânica global junto ao fundo, as águas voltam a emergir à superfície devido a fenómenos de mistura e de ressurgência, sendo novamente integradas na circulação superficial. Tal acontece principalmente na zona inter-tropical do Oceano Índico e a latitudes médias do Oceano Pacífico.

Como se referiu, a circulação termohalina, também designada por “correia transportadora global (o “global conveyor belt”) inicia-se à superfície do norte do Atlântico Norte, com a produção da Água Atlântica de Fundo. Esta água move-se para Sul, na direcção do Equador, sendo o seu trajecto fortemente controlado pelo relevo submarino. Assim, esta corrente percorre o Atlântico Norte e depois o Atlântico Sul, até por volta da latitude da ponta meridional da América do Sul. Aí é deflectida para a esquerda pela massa continental Antárctica, circulando em torno deste continente, sendo então apelidada de Água Antárctica de Fundo (figura 14). Nesta região, a circulação da água de fundo é enriquecida pela contribuição da Água de Fundo do Mar de Weddell.
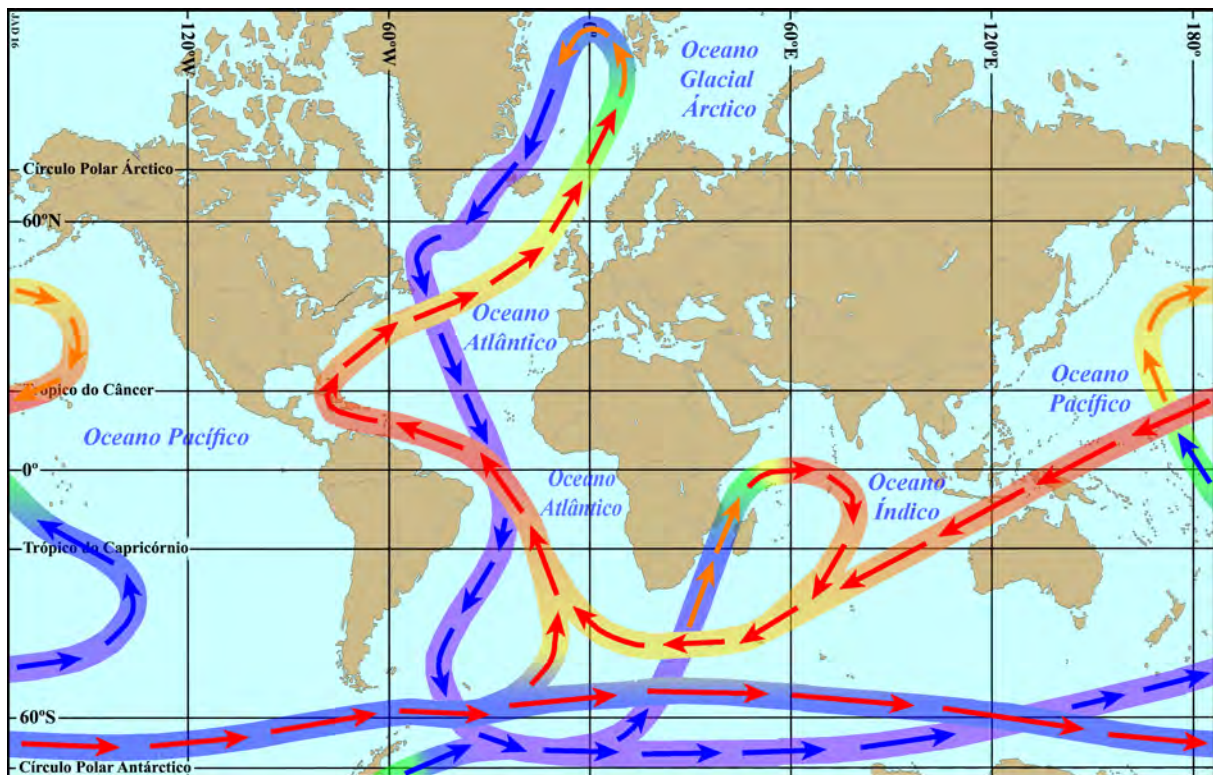
Figura 14 – Representação esquemática da circulação termohalina, apelidada, com frequência, por “conveyor belt” ou “correia transportadora” (de calor).

A Água de Fundo do Mar de Weddell forma-se, como o nome indica, na extensa plataforma continental do Mar de Weddell, definido a Ocidente pela Península Antárctica e, a Oriente, pela Terra de Coats, tendo comprimento, na parte mais larga, de cerca de 2 000 km. É uma das poucas regiões do mundo, juntamente com a do norte do Atlântico Norte, onde se forma água profunda que abastece a circulação termohalina global. A água precursora da Água de Fundo do Mar de Weddell é a água da plataforma continental onde, devido à congelação da água superficial, se constitui um grande reservatório de água fria (0ºC a -1,7ºC ou menos) e de elevada salinidade (34,6‰ ou mais), portanto bastante densa. As temperaturas negativas desta água líquida são normais, pois que a temperatura de congelação da água do mar é tanto menor quanto maior for salinidade, sendo de -1,8ºC para a salinidade de 35‰. Devido à elevada densidade, esta água mergulha pela vertente continental, acabando por se ir juntar à Água Antárctica de Fundo (figura 14), reforçando-a.

Ao deslocar-se em torno da Antárctida, mais ou menos à longitude do sul de África, isto é, por volta de 20ºE, há um ramo que se separa e se dirige para Norte, em direcção do Oceano Índico. Mais para Oriente, em torno de 150ºE, há outro ramo que também se separa da Água Antárctica de Fundo e se dirigir para Norte, para a parte central do Oceano Pacífico. Ao fluírem em direcção ao Equador, as águas de ambos os ramos aludidos vão aquecendo, tornando-se menos densas, acabando por emergir à superfície (figura 14). O afloramento à superfície, no Índico e no Pacífico, destas águas profundas tem forte influência no clima regional, designadamente no desenvolvimento das monções.

Após aflorarem à superfície no Pacífico, as água provenientes das profundidades oceânicas circulam no oceano, sendo progressivamente aquecidas. Descrevem uma trajectória *grosso modo* circular, dirigindo-se sucessivamente para Leste, para Sul e, depois, para Oeste, acabando por fluir, através do Arquipélago Indonésio, para o Índico. Aí, juntam-se a outras águas emergidas do fundo, que foram também aquecidas durante o trânsito oceânico superficial. Este fluxo combinado de águas quentes prossegue para o Oeste, formando a Corrente das Agulhas, uma das correntes oceânicas mais fortes, estimando-se que transporte cerca de 70 Sv (Sverdrups = milhões de m^3/s), podendo chegar a mais de 100 Sv nas imediações do Banco das Agulhas, cerca de 250 km a sul do Cabo das Agulhas, o ponto mais setentrional de África. A velocidade média desta água quente (14ºC a 26ºC à superfície) e salgada (podendo atingir mais de 35,6‰) é de 136 cm/s, podendo esporadicamente ultrapassar os 200 cm/s. Este fluxo de água proveniente do Índico (e do Pacífico) contorna o extremo sul de África e penetra no Atlântico Sul, que atravessa em direcção ao Equador, continuando a sofrer evaporação e, portanto, a ter tendência para aumento da salinidade. Estas águas acabam por se voltar a integrar novamente no Giro do Atlântico Norte, assim se iniciando novo ciclo.

Portanto, as águas que se integram o Giro do Atlântico Norte e são deflectidas para o Giro Subpolar, são progressivamente modificadas, tornando-se mais densas, acabando por constituir a Água Atlântica de Fundo. São, então, sujeitas à circulação termohalina global e percorrem o oceano mundial sempre como águas profundas, acabando por aflorar novamente à superfície no Índico e no Pacífico. De certa forma, iniciam, nessa altura, o percurso inverso, cruzando novamente o oceano, mas integradas em correntes superficiais. Mais tarde ou mais cedo voltam a integrar o Giro do Atlântico Norte, fechando o grande ciclo de circulação oceânica. A velocidade média das correntes envolvidas neste grande ciclo é da ordem de, apenas, alguns centímetros por segundo, muito pouco quando se compara com as correntes geradas pelo vento ou com as correntes de maré, que atingem centenas de centímetros por segundo. Por isso, um ciclo completo da circulação termohalina global demora várias centenas de anos, apontando várias estimativas para valores da ordem dos 1 000 a 2 000 anos.

Porém, o fluxo médio desta circulação é extremamente grande, da ordem de 20 000 000 m^3/s (20^{-7} m^3/s em notação científica), ou seja, cerca de 100 vezes mais do que o caudal médio do Amazonas, ou mais do que 20 vezes os caudais de todos os rios do mundo .

Como se referiu, a circulação termohalina global tem, directa e indirectamente, profundas repercussões no clima atmosférico. É um factor bastante eficiente de redistribuição de calor ao nível planetário. Através das interacções oceano – atmosfera, contribui eficazmente para a atenuação dos contrastes climáticos. A sua actuação tem influência fundamental, entre outros, nos processos conducentes à intensidade e actuação, tanto das monções como dos furacões. Compreende-se, assim, que modificações nos padrões de circulação do Atlântico tenham impactes profundos no sistema climático global.

Refira-se que a circulação termohalina global é, também, um componente vital dos ciclos dos nutrientes e do dióxido de carbono, entre outros. As águas superficiais, mais quentes, estão empobrecidas em nutrientes, mas ao serem integradas em correntes profundas, os teores nesses nutriente aumenta novamente, o que faz com que, quando voltam a aflorar à superfície, já enriquecidas, propiciem um autêntico *boom* (explosão) de vida, pois que conduzem a rápido crescimento de plâncton, que está na base de toda a cadeia alimentar marinha. Por essa razão, as regiões onde estas águas com proveniência profunda afloram constituem zonas piscatórias de primeira importância. Refira-se, sobre este assunto, que há outras regiões onde também afloram águas profundas, carregadas de nutrientes, mas que não estão integradas na circulação termohalina global, e que são igualmente zonas piscatórias de excelência. É o que acontece junto a algumas costas, onde a actuação do vento "empurra" as águas superficiais para o largo, sendo o "vazio" por elas deixado preenchido por águas provenientes de maior profundidade. É o fenómeno apelidado de afloramento costeiro, com frequência designado pelo termo inglês *coastal upwelling*, que ocorre, entre outros, na fachada atlântica da Península Ibérica e do norte de África, e na costa pacífica sul-americana (nomeadamente no Chile e no Peru), muito ricas em pescado.

Embora a circulação termohalina global se tenha mantido bastante vigorosa desde que terminou a última glaciação, há uns 10 ou 12 mil anos, esta correia transportadora mundial de energia é vulnerável a mudanças rápidas e significativas. Como esta circulação é impulsionada por contrastes de densidade da água, quando esses contrastes se alteram e se tornam menores, os fluxos podem começar a desenvolver-se mais lentamente, podendo mesmo chegar ao estado de estagnação (não produção de fluxos, ou seja, interrupção na produção de água de fundo). Isso pode acontecer, por exemplo, por excesso de precipitação, de escorrência superficial ou por fusão acelerada dos gelos, ou seja, por introdução no sistema marinho de latitudes elevadas de grandes quantidades de água doce. No passado tal já aconteceu: deixou de haver praticamente produção de Água Atlântica de Fundo, pelo que a Água Profunda Antárctica (produzida principalmente no Mar de Weddell) se tornou o motor dominante da circulação termohalina global, o que teve como resultado, na bacia do Atlântico Norte, arrefecimento das águas superficiais e o desenvolvimento de um clima mais agreste (mais frio) na parte oriental da América do Norte e no norte da Europa. Nos nossos dias, a análise de séries longas de dados permite concluir que o sistema oceano / atmosfera / criosfera do Atlântico Norte tem vários ciclos naturais que actuam em escalas temporais diversificadas, que influenciam a intensificação ou atenuação da circulação termohalina global.

3. Variações, alterações, modificações, mudanças e oscilações climáticas

3.1. Confusões terminológicas

Sabe-se, actualmente, que o clima tem variações que se manifestam a escalas temporais muito distintas. Nalguns casos, essas variações ocorrem em períodos de apenas alguns anos, noutros têm abrangência de várias décadas, e noutros ainda manifestam-se em escalas temporais seculares ou, mesmo, milenares. Sobre este tema convém distinguir entre pequenas e grandes alterações, que podemos designar respectivamente por pequenas oscilações climáticas e por mudanças climáticas.

Na literatura corrente é normal aparecem as expressões "alterações", "modificações", "variações", "mudanças" e "oscilações" climáticas, utilizadas com frequência como sinónimos. Aliás, o termo inglês "change", de *climatic change*, pode ser traduzido para português pelas primeiras quatro palavras referidas. Em inglês utiliza-se sistematicamente *change*, e só esporadicamente *modification*, *alteration* ou *variation*, ao contrário do que se verifica em português, em que, ao falar deste assunto, se empregam com frequência, pelo menos, os termos "mudanças", "modificações" e "alterações". Porém, cada termo tem um significado preciso, parecido mas não exactamente igual aos outros. Assim, quer em inglês, quer em português, os termos aludidos ficam, de certa forma, indefinidos, pelo que, para evitar confusões e ter rigor no que se diz ou escreve, é importante definir o que se entende por cada um dos termos. Por essa razão, é frequente encontrar nos textos sobre o assunto o que se entende, nesses textos, pelos termos aí utilizados. Exemplo disso é a expressão *climate change*, definida de forma diferenciada pelo *Intergovernmental Panel on Climate Change* e pela *United Nations Framework Convention on Climate Change*.

O IPCC - *Intergovernmental Panel on Climate Change* (Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas), nos seus relatórios periódicos, nomeadamente o produzido em 2013, diz que "variação [ou alteração] climática" (*climate change*) se refere a uma mudança no estado do clima, que pode ser identificada (por exemplo, utilizando testes estatísticos) por mudanças na média e/ou na variabilidade das suas propriedades, e que persiste por um período prolongado, tipicamente décadas ou intervalos temporais mais longos. Ainda segundo o IPCC, as variações climáticas podem ser devidas a processos naturais internos [ao sistema climático terrestre], ou a forçamentos externos, como as modulações dos ciclos solares, as erupções vulcânicas, e as alterações antropogénicas persistentes da composição da atmosfera ou do uso da terra. Tal contrasta com teor do nº. 2 do artigo 1º. da *United Nations Framework Convention on Climate Change* (Convenção Quadro das Nações Unidas sobre Mudança Climática), de 1992, em que "variação [ou alteração] climática" (*climate change*) é definida como uma alteração do clima atribuível, directa ou indirectamente, à actividade humana, que modifica a composição global da atmosfera e que está além da variabilidade climática natural observada durante períodos comparáveis. Assim, esta Convenção faz a distinção entre as alterações climáticas atribuíveis a actividades humanas que mudam a composição atmosférica e variabilidade climática atribuível a causas naturais.

Mas convém aprofundar um pouco mais o assunto. As características climáticas de uma região podem ser derivadas das cartas sinópticas (figura 15) prevalecentes nessa região. Como é sabido, as cartas sinópticas do tempo (também designadas por cartas meteorológicas) são mapas em que estão representados elementos que caracterizam o estado do tempo numa determinada região e em certo momento. O termo deriva do grego σύν [sýn] (juntamente, em conjunto) + *ὀπτικός* [optikós] (relacionado com a visão), através do latim *synopticus*, significando ver o conjunto num relance. A raiz é a mesma de sinopse, síntese de, por exemplo, um livro, um filme ou um acontecimento. Assim, as cartas sinópticas do tempo são

representações gráficas que permitem abarcar, de forma sintética, a situação meteorológica geral numa determinada região num momento específico.

3.2. Mudanças climáticas

Quem estiver atento às previsões meteorológicas, onde estas cartas são normalmente apresentadas, ouve referências frequentes ao Anticiclone dos Açores e à Depressão da Islândia (figura 15). Efectivamente, o estado do tempo na Europa e na parte leste da América é basicamente determinado por estes dois sistemas de altas e baixas pressões atmosféricas.

Os centros barométricos referidos mudam bastante de posição geográfica devido a influências diversificadas. Por exemplo, durante grande parte do ano o Anticiclone dos Açores está centrado, com frequência, a sudoeste deste arquipélago, podendo mesmo estender-se até à região das Bermudas (pelo que, por vezes, é também designado por Anticiclone das Bermudas). Nestas situações, o arquipélago fica sob influência de massas de ar tropical marítimo, quentes e húmidas, que provocam chuviscos, nevoeiro e tempo abafado. Tal costuma acontecer no Verão, havendo nos Açores um termo específico que designa este estado do tempo: a “mornaça”. Outras vezes, o anticiclone desloca-se mais para Nordeste, chegando a centrar-se nas Ilhas Britânicas ou no Mar do Norte. Estas situações, que não são muito frequentes, propiciam o transporte de ar muito frio da Sibéria para a Europa, nomeadamente para Portugal. Foi o que se verificou em Janeiro de 2006, em que a referida posição do anticiclone, conjugada com uma depressão situada a oeste de Portugal continental, fez com que ocorressem temperaturas negativas na maior parte do país, com queda de neve em regiões onde tal só muito raramente acontece, como em Lisboa, em Évora e até no Algarve.
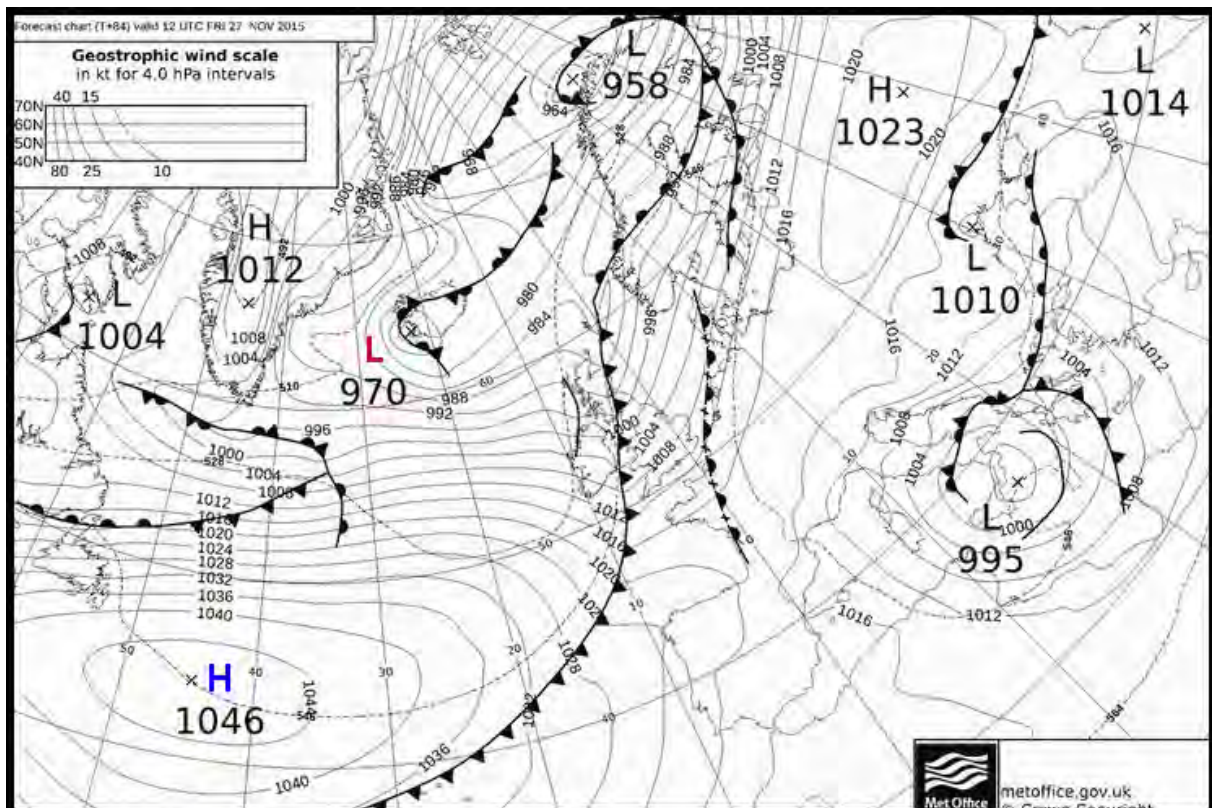
Figura 15 – Carta sinóptica do Atlântico Norte para as 12 horas do dia 27 de Novembro de 2015. O Anticiclone dos Açores está assinalado do H azul (de *High*, em inglês) e a Depressão da Islândia com L vermelho (de *Low*, em inglês).

Porém, as posições médias dos centros barométricos aludidos tendem a localizar-se, ao longo de décadas ou séculos, em zonas específicas: o Anticiclone dos Açores aproximadamente na região deste arquipélago e o Depressão da Islândia mais ou menos no entorno desta ilha. Porém, se recuarmos 20 ou 30 mil anos, quando a Terra estava submetida a intenso período glacial, a situação era bastante diferente. Devido ao grande aumento da extensão da calote polar, verificou-se compressão latitudinal das zonas climáticas, e as posições médias dos centros correspondentes ao Anticiclone dos Açores e à Depressão da Islândia localizavam-se bastante mais para sul. A transição de situação sinóptica média glaciária para a que hoje existe tipifica uma verdadeira "mudança climática".

A transição climática do último glaciário para o interglaciário actual foi, obviamente, drástica, mas processou-se ao longo de uns oito milénios, mais ou menos entre há cerca de 19 000 e 11 000 anos. Nesse período, as temperaturas foram progressivamente aumentando, as calotes polares foram-se gradativamente retraindo e os glaciares ficaram, a pouco e pouco, restringidos às latitudes mais elevadas das cadeias montanhosas. Houve, efectivamente, uma grande mudança climática. Todavia, esta transição do clima frio glaciário para o clima interglaciário mais quente não se efectuou de forma monótona. Sucederam-se vários episódios com sinais diferentes, isto é, com períodos de aquecimento e outros de arrefecimento. Em finais da deglaciação, há cerca de 12 900 anos, quando as condições interglaciárias estavam já estabelecidas, verificou-se um episódio muito marcante de brusco arrefecimento, conhecido pela designação de Dryas Recente ou, na terminologia anglo-saxónica, *Younger Dryas*. Esta designação deriva do nome da planta selvagem *Dryas octopetala*, que dá bonitas flores brancas com centro amarelo, que é nativa das regiões árcticas e alpinas, e recente (*younger*) porque foi o último, portanto o mais recente, dos períodos de arrefecimento que interromperam a tendência geral de aquecimento.

Quando este episódio climático se iniciou, a Europa estava já em condições interglaciárias plenas, e, muito rapidamente, apenas nalgumas décadas, instalaram-se outra vez condições glaciárias, tendo a temperatura média descido de 4ºC a 6ºC, o que provocou progressão para Sul da frente polar e novo avanço dos glaciares até altitudes mais baixas. As condições permaneceram frias e secas durante perto de um milénio, até que, há cerca de 11 700 anos, se verificou aquecimento muito rápido, possivelmente no decurso de apenas uma década, tendo-se atingido definitivamente a situação interglaciária. A causa destas mudanças climáticas abruptas radicam precisamente na deglaciação. Com o progressivo aumento de temperatura, os gelos foram sendo fundidos mas, na América do Norte, grande parte das águas do degelo tinham o seu percurso natural até ao mar ainda barrado por massas geladas, pelo que, na periferia da zona glaciada, essas águas se foram acumulando, formando um imenso lago, denominado por Lago Agassiz (em homenagem ao geólogo e zoólogo suíço-americano Jean Louis Rodolphe Agassiz [1807 – 1873]). A dimensão desse lago que recebia grande parte da água da fusão da calote glaciária Laurentina mas, também, de rios que drenavam áreas a sul, não glaciadas, era bastante superior à dos actuais Grandes Lagos, tendo cerca de 1 100 km de comprimento e uns 300 km de largura. Na sua máxima extensão teria atingido, aproximadamente 400.000 km².

Com a continuação do aquecimento atmosférico, os gelos continuaram a ser fundidos, até que, há cerca de 12 900 anos, a última massa de gelo que barrava a passagem da água para o mar desapareceu também. A água que se tinha vindo a acumular no Lago Agassiz pode, assim, ser rapidamente drenada para a Baía de Hudson e daí para o Mar do Labrador. Foram mais de 10 000 km3 de água doce que foram subitamente introduzidos no norte do Atlântico Norte. Como a água doce é menos densa que a água salgada, esta grande quantidade de água manteve-se na camada oceânica superficial e, como a temperatura de congelamento da água

doce é de 0ºC, superior à temperatura a que a água do mar congela, ao aproximar-se o Inverno parte significativa da superfície marinha ficou no estado sólido. Tal provocou forte atenuação do Giro Subpolar e, por consequência, diminuição ou, mesmo, interrupção da produção de Água Atlântica de Fundo (vide ponto 2.4.2). O ramo do Giro do Atlântico Norte que vai para o norte da Europa (Corrente da Noruega) sofreu também, portanto, grande amortecimento, pelo que influência moderadora do clima proporcionado por esta circulação deixou de se fazer sentir. Com o mar gelado no norte do Atlântico, o albedo era muito elevado, isto é, a maior parte da energia radiante do Sol que incidia nesta região era reflectida, pelo que a absorção de calor era pequena, o que criava condições para que a camada de gelo se expandisse mais. É o que cientificamente se designa por mecanismo de retroalimentação positiva: quanto mais frias eram as condições mais gelo se formava e quanto mais gelo existia, mais gélidas ficavam as condições ambientais. Com o passar do tempo, a tendência genérica para se instalarem condições interglaciárias sobrepôs-se aos factores indutores de condições glaciais (água doce a altas latitudes e mar gelado no norte do Atlântico), pelo que o mar gelado na zona Groenlândia – Islândia – Mar de Barrents desapareceu, a Corrente da Noruega readquiriu força a se reiniciou a produção intensa de Corrente Atlântica de Fundo. A circulação oceânica (e atmosférica) recomeçou a funcionar activamente no sentido da atenuação de contrastes térmicos, ou seja, de transporte de calor das baixas para as altas latitudes.

Se a passagem, relativamente lenta e conturbada, do glaciário para o interglaciário tipifica as mudanças climáticas, a instalação do episódio climático do Dryas Recente e a sua parte final podem servir de paradigma para outro tipo de mudanças climáticas: as "mudanças climáticas abruptas", ou seja, as que ocorrem em intervalos temporais curtos, da ordem de anos a décadas.

3.3. Oscilações climáticas históricas

O que sucintamente se descreveu é substancialmente diferente de outras alterações climáticas ocorridas no passado. Por exemplo, mais ou menos em meados do século XV iniciou-se um episódio climático caracterizado por um arrefecimento acentuado na Europa, que se prolongou até meados do século XIX. Foi a chamada "Pequena Idade do Gelo". Convém referir que, quando a este propósito falamos de "arrefecimento acentuado", estamos a aludir a situações médias e relativas. Existia, então, tal como sempre acontece com o clima, elevada variabilidade climática inter-anual e decadal (entre outras). Portanto, não ocorreu na altura uma variação que tivesse conduzido á existência de um clima persistentemente mais frio. Houve, seguramente, muitos invernos mais frios dos que os que normalmente vivenciamos nos nossos dias, mas houve também outros em que os períodos invernais foram bastante amenos. A média ao longo de todo o período, essa sim, traduz temperaturas mais frias do que as que temos actualmente. Estima-se que a temperatura média na Pequena Idade do Gelo tenha sido "apenas" cerca de 1ºC inferior à média registada no século XX. Assim, a situação sinóptica média nessa altura não era substancialmente diferente da actual, ou seja, o Anticiclone dos Açores e a Depressão da Islândia localizavam-se, em termos médios, mais ou menos na mesma posição que ocupam actualmente. Nestas circunstâncias, a Pequena Idade do Gelo, tal como sucede com os outros episódios climáticos que se verificaram desde que o Homem criou as civilizações, não correspondeu, a uma verdadeira modificação climática, mas apenas a uma variação climática que designaremos por "Pequena Oscilação Climática Histórica".

Quem aborda o tema da evolução climática durante os tempos históricos e está menos familiarizado com os assuntos relacionados com o funcionamento do clima, é muitas vezes levado a pensar que, por exemplo, durante a Pequena Idade do Gelo havia um clima em que

as temperaturas eram persistentemente inferiores às actuais. Essa foi, infelizmente, uma ideia que se propagou e enraizou, mesmo nalguns sectores da comunidade científica. Como referimos acima, a variabilidade climática inter-anual sempre foi muito grande, e apenas podemos detectar estas variações seculares utilizando médias de valores, devendo ter sempre presente a dispersão de valores, isto é, o desvio padrão.

É relevante pormenorizar um pouco mais este assunto. Sabe-se que, durante a Pequena Idade do Gelo, o Rio Tamisa congelava no Inverno, e que é raro acontecer nos dias de hoje. Quando o gelo era suficientemente espesso e perdurava por algum tempo, os londrinos iam para o rio para o rio gelado entreter-se e divertir-se, tendo-se mesmo criado uma feira que se realizava nessas alturas, a "River Thames Frost Fair", de que há ampla documentação escrita e iconográfica (um exemplo está reproduzido na figura 16). A primeira destas feiras parece ter-se realizado em 1607 e a última em 1814. Todavia, o congelamento do Tamisa não era realmente muito frequente, isto é, não acontecia todos os Invernos. Em média, tal acontecia cerca de uma vez a cada dez anos, excepto na fase mais intensa, conhecida pela designação de Mínimo de Maunder (em que quase não existiam manchas solares), em que o rio congelou por quatro vezes entre 1649 e 1666.

Figura 16 – Pintura a óleo de Abraham Hondius, de 1684, com 32 x 19 cm, com o título *A Frost Fair on the Thames at Temple Stairs*.

A variabilidade climática era, tal como nos nossos dias, tão intensa, que não há acordo entre os investigadores sobre a data em que a Pequena Idade do Gelo começou. A dispersão de datas que têm sido sugeridas é notável, variando entre 1250, quando há indícios de que os gelos marinhos do Atlântico Norte começaram a atingir latitudes mais baixas do que era costume e as frentes glaciárias da Groenlândia principiaram a estender-se para altitudes menores, e 1650, quando se iniciou o Mínimo de Maunder. Tal revela que, perante a variabilidade climática intrínseca e o comportamento diferente em distintas regiões, é bastante difícil, com frequência, ter certezas e elaborar esquemas coerentes. Perante estas incertezas,

há tendência para considerar que a Pequena Idade do Gelo se iniciou por volta de 1300 e terminou em torno de 1850.

A incerteza aludida sobre o início da Pequena Idade do Gelo acarreta, em si, outras dúvidas, como é a do final da oscilação climática que a precedeu, um período mais quente, designado por Período Quente Medieval (muitas vezes referido como Pequeno Óptimo Climático) que, desde o século IX ou X se prolongou até ao século XII, ou XIII, ou XIV. Face às incertezas, considera-se com frequência, um tanto aleatoriamente, que o Período Quente Medieval se iniciou no ano 950 e se prolongou até 1250, o que é um pouco abusivo, pois que se sabe que, estas cronologias variam consoante as regiões geográficas. Também neste caso há que desfazer equívocos: apesar de ser período mais quente, estima-se que a temperatura média seria 0,1ºC a 0,2ºC inferior à normal climática de 1961 – 1990.

Quanto ao que se passa actualmente com o clima, sabe-se que, em média, as temperaturas estão a subir. Como é referido no relatório do IPCC de 2013, no Hemisfério Norte, cada uma das três últimas décadas tem sido sucessivamente mais quente do que qualquer década anterior desde 1850, sendo o período de 1983-2012 o mais quente desde que há registos e, provavelmente, o período de 30 anos mais quente dos últimos 1400 anos. Por esta e outras razões, é frequente afirmar-se que está a ocorrer uma modificação ou mudança climática. Nos termos em que, acima, definimos mudança climática, não é possível (ainda?) consubstanciar tal afirmação. Com os dados disponíveis não é possível confirmar que a situação sinóptica média se está a alterar. É esse um dos dramas de quem se dedica a assuntos relacionados com o clima: através de análise estatística é possível saber, com razoável confiança, o que aconteceu no passado; não é possível saber-se exactamente o que está a acontecer actualmente (digamos, na última meia dúzia de anos), pois que a variabilidade climática mascara o sinal de médio / longo termo. O que podemos fazer, e tem vindo a ser efectivamente feito, é determinar tendências com base em séries longas de dados e projectá-las para o presente e para o futuro. O IPCC tem feito isso periodicamente, desde 1990, fazendo a cada novo relatório revisões dessas projecções em alta ou em baixa.

O clima presta-se ao desenvolvimento de vários mitos. É o caso, por exemplo, da ideia que se construiu sobre o Período Quente Medieval como um período persistentemente mais quente do que o actual, quando estava seguramente sujeito à elevada variabilidade natural típica do clima e, muito provavelmente, era um pouco menos quente do que vivenciamos nos nossos dias. Todavia, se tivermos presente que uma das características mais importantes do clima é a sua variabilidade natural, vários desses mitos são destruídos. A variabilidade climática que o Homem vivenciou no passado não era, seguramente, nem significativamente maior, nem substancialmente menor do que a que temos actualmente.

4. A Oscilação do Atlântico Norte (NAO) e a variabilidade climática

4.1. O Anticiclone dos Açores e a Depressão da Islândia como reguladores climáticos

Como se tem vinho a chamar a atenção de forma pleonástica, quando se fala de clima temos que ter sempre presente a sua elevada variabilidade. A Oscilação do Atlântico Norte, normalmente referida por NAO (acrónimo de *North Atlantic Oscillation* que também utilizaremos) é um bom exemplo dessa notável variabilidade. A NAO é um modo de circulação atmosférica de larga escala relacionada com uma alternância da intensidade dos centros de baixas e de altas pressões que costumam localizar-se sobre região da Islândia e a dos Açores, acima aludidos, e que controla o clima em toda a bacia norte atlântica e, provavelmente, o influencia nas regiões adjacentes, desde a Sibéria ao Oeste norte-americano e desde o Árctico ao Atlântico subtropical e, mesmo, nalgumas regiões afastadas, como a Índia. Resulta da redistribuição das massas de ar entre o Árctico e o Atlântico subtropical, acabando por determinar a temperatura atmosférica, os ventos, a precipitação e a ocorrência e intensidade dos temporais marítimos em todo o Atlântico Norte e nos continentes que definem esta bacia, bem como a temperatura e a salinidade das águas, a profundidade da camada de mistura, as correntes oceânicas, a intensidade de formação da Água Atlântica de Fundo e a cobertura de gelos em toda esta vasta porção do oceano. Como tal, influência todos os ecossistemas marinhos e terrestres desta parte da Terra.

Embora a NAO tenha sido reconhecida nas primeiras décadas do século XX, só a partir da década de 80 é que este importante modo de circulação começou a ser estudado de forma sistemática. Como controla a direcção dos ventos e a trajectória dos temporais, bem como, através da precipitação, influencia o abastecimento sedimentar ao litoral, acaba também por determinar a evolução das zonas costeiras. Todavia, a variabilidade da circulação atmosférica que é expressa pela NAO advém de processos internos à própria atmosfera e a interacções com o oceano, as quais interagem a várias escalas de forma que se pode considerar aleatória, pelo que não é possível efectuar previsões da NAO, além das que são fornecidas pelos modelos de previsão meteorológica (8 a 12 dias).

As pressões atmosféricas do Anticiclone dos Açores e da Depressão da Islândia, bem como as suas localizações, alteram-se temporalmente, ocorrendo grandes variações à escala diária, semanal, mensal, anual, decadal e, mesmo, secular, não sendo possível definir com um mínimo de fiabilidade qualquer tipo de ciclicidade. Porém, verifica-se que quando a Depressão da Islândia é intensa, tende a ocorrer com um anticiclone forte nos Açores (é o que se designa por fase positiva da NAO), e que a uma depressão fraca na Islândia tende a corresponder um anticiclone fraco nos Açores (fase negativa da NAO). Como a relação entre este dois sistemas condiciona a direcção e intensidade dos ventos que chegam, de Oeste, à Europa, acaba por determinar a quantidade de humidade que aí chega susceptível de gerar precipitação.

4.2. Actuação básica da NAO

A Oscilação do Atlântico Norte é quantificada através do índice da NAO, que se baseia na diferença de pressão ao nível do mar entre o centro subtropical de altas pressões (Anticiclone dos Açores) e o centro subpolar de baixas pressões (Depressão da Islândia), comparada com a diferença média de um período de referência (normalmente o período 1864-1983, embora, mais recentemente, vários autores utilizem a normalização relativa ao período 1864-1994). Para quantificar as aludidas diferenças de pressão atmosférica utilizam-se os valores registados pelas estações meteorológicas de Ponta Delgada, nos Açores, e de Stykkisholmur / Reykjavík, na Islândia, pois que têm séries observacionais longas e estão

localizadas próximo dos dois centros que definem a NAO. Porém, alguns autores utilizam, em vez dos dados dos Açores, os das estações de Lisboa ou de Gibraltar. Utilizando a média, ao longo do ano, dos valores da pressão atmosférica nas estações consideradas, normalizando-a com a média registada no período histórico considerado, determina-se o Índice Anual da NAO. Considerando apenas os valores de Dezembro a Março, o valor resultante corresponde ao Índice de Inverno da NAO. É frequente, ainda, a utilização dos Índices Mensais e do Índice de Verão da NAO.

A fase positiva da NAO reflecte pressões abaixo do normal nas altas latitudes do Atlântico Norte e acima do normal na parte central deste oceano, ou seja, a diferença de pressão entre os Açores e a Islândia é superior à média registada na série histórica. Esta maior diferença de pressão induz a ocorrência de temporais de Inverno mais frequentes e mais intensos, que se deslocam numa trajectória mais para Noroeste, atravessando o Atlântico em direcção ao Norte da Europa. Assim, às Ilhas Britânicas e Europa Setentrional, incluindo a Escandinávia, chega mais ar húmido e relativamente quente, o que faz com que, nessa região, os Invernos sejam chuvosos e amenos. A circulação atmosférica, nestas condições, propicia a ocorrência de ventos que sopram predominantemente de Sul, o que, entre outras consequências, determina transporte de águas mais quentes para Norte, fazendo com que a temperatura superficial do mar seja, aí, mais alta do que é costume. Pelo contrário, na Europa Meridional e Central, estas situações sinópticas características da NAO positiva provocam Invernos soalheiros, frios e secos, com ventos a soprar predominantemente de Norte, o que faz com que as temperaturas superficiais do mar sejam inferiores às normais.
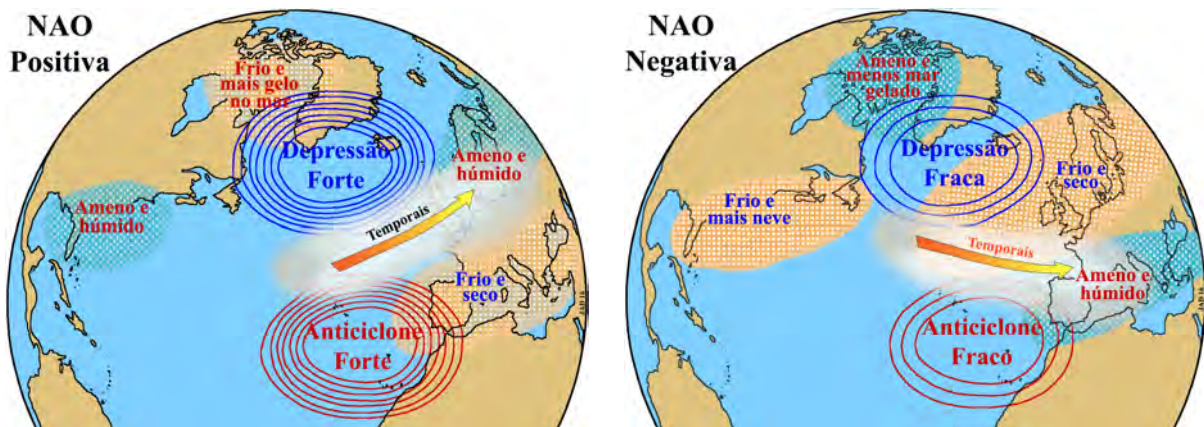
Figura 17 – Representação esquemática da actuação da Oscilação do Atlântico Norte (NAO) nas fases positiva e negativa.

Consequentemente, a fachada atlântica da Península Ibérica fica com condições de maior secura. Como a precipitação é menor, as albufeiras das barragens não conseguem reconstituir os níveis desejáveis, pelo que a produção de energia hidroeléctrica fica em risco, o que é compensado com maior consumo de combustíveis fósseis para produzir electricidade. No Verão, a probabilidade de ocorrerem incêndios florestais é maior, podendo mesmo verificar-se vagas de calor, sendo óbvias as consequências na agricultura de irrigação.

Como a circulação SW (associada ao centro depressionário da Islândia) que atinge a parte Oriental da América do Norte é mais intensa, as massas de ar frio árcticas são bloqueadas, do que resultam aí Invernos mais amenos e húmidos, reduzindo-se a quantidade de neve. A temperatura da água do mar, nesta região, fica mais elevada, propiciando ocorrência mais frequente de marés vermelhas (*red tides*), ou seja, de proliferação de dinoflagelados no

plâncton que, devido aos pigmentos que contêm, dão cor avermelhada à água; refira-se que estes dinoflagelados produzem e libertam toxinas, provocando aumento da mortalidade nos peixes e, em consequência, têm impactes importantes na actividade pesqueira. Por outro lado, como nesta situação de NAO positiva as águas do oceano tropical ficam, em geral, menos quentes, a probabilidade de ocorrência de furacões diminui. Se a combinação com o El Niño é positiva, a maior parte do Estados Unidos da América e a parte meridional do Canadá podem ficar com temperaturas relativamente elevadas, como aconteceu no Inverno de 2015/2016.

A fase negativa da NAO corresponde ao padrão oposto do que acima foi referido, ou seja, comparando com a média determinada na série histórica, verifica-se ocorrência de pressões atmosféricas acima do normal nas altas latitudes e abaixo do normal na parte central do Atlântico Norte, isto é, a diferença de pressão entre os Açores e a Islândia é inferior ao que é costume. Como consequência, os temporais de Inverno são menos frequentes e menos intensos, seguindo uma trajectória mais latitudinal, pelo que as costas da fachada atlântica da Península Ibérica e no Norte de África são mais fustigadas. Nestas condições, as massas de ar húmido deslocam-se mais a sul, do que resultam, na bacia Mediterrânea, Invernos mais húmidos e amenos, enquanto que na Europa do Norte e Central esta estação adquire características mais frias e secas (figura 17), com condições mais propícias à ocorrência de geada e de congelamento de corpos hídricos, sendo maior a probabilidade de existência de vagas de calor no verão. A costa Este dos Estados Unidos da América fica mais fria e com maior probabilidade de ocorrência de neve. Na Groenlândia e no Canadá as temperaturas ficam mais amenas e a quantidade de chuva é menor.

4.3. Variabilidade e tendências da Oscilação do Atlântico Norte (NAO)

Ao analisar os comportamentos ao longo do tempo dos índices da NAO (na figura 18 estão representados os índices mensais) ressalta a grande variabilidade existente. Aliás, quando se fala de clima nos seus diferentes aspectos, a elevada variabilidade é persistente, pelo que deve ser sempre ser tida em consideração.
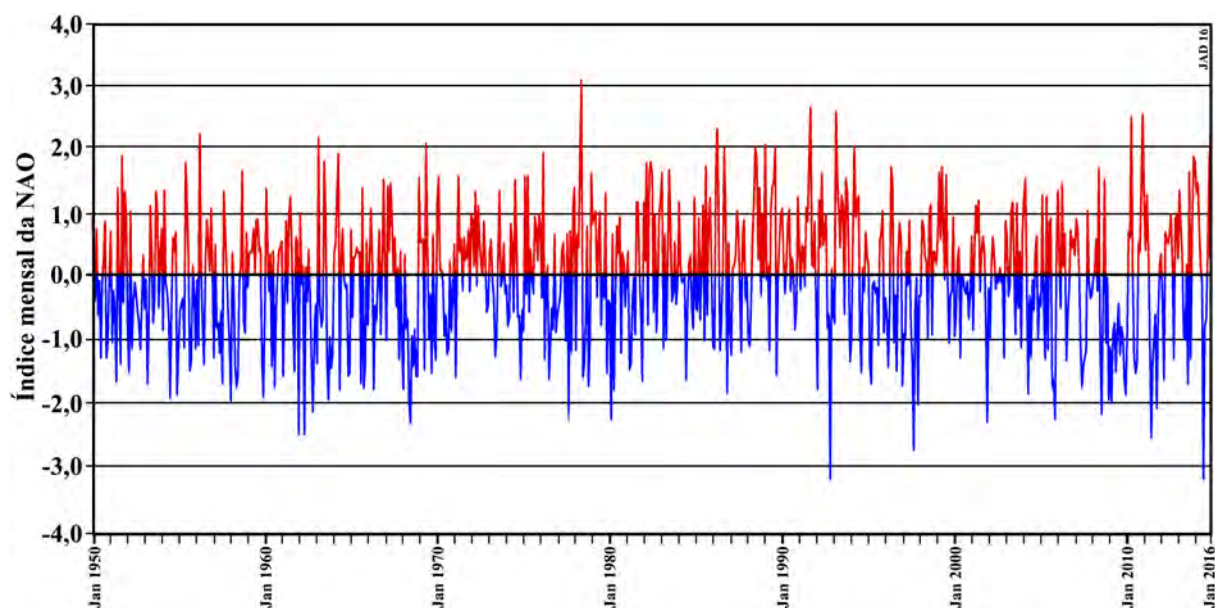
Figura 18 – Variações dos índices mensais da Oscilação do Atlântico Norte (NAO), entre Janeiro de 1950 e Janeiro de 2016. Para realçar, os valores negativos estão representados a azul e os positivos a vermelho.

A variabilidade aludida ocorre não apenas de ano para ano, mas também ao longo dos meses de cada ano. No sentido de exemplificar essa variabilidade, na figura 19 representaram-se os índices mensais da NAO para quatro anos seleccionados um pouco aleatoriamente, 1950, o primeiro ano da série considerada, 1978 e 1985, mais ou menos a meio da série, e 2015, o último ano para os quais há dados. É evidente que as variações de mês para mês são grandes, não havendo dois anos com comportamentos semelhantes. Nalguns anos, como 1950 e 1985, a gama de valores é relativamente restrita, pouco passando do intervalo -1 a 1. Outros anos, como 1978, o andamento do valores aproxima-se do de um gráfico em dentes de serra, mas com tendência para crescimento dos valores positivos e para decréscimo dos negativos, atingindo-se 3,04 no mês de Novembro. O ano de 2015 apresenta um gráfico diferente, distinto do de dentes de serra, verificando-se um decréscimo quase monótono dos valores até Julho, quando se atinge o mínimo de -3,18, voltando a crescer no resto do ano de forma aproximadamente uniforme, até se atingir o máximo de 2,24. Quase que se pode afirmar que cada ano é distinto do demais. Esta grande variabilidade encontra-se, também, em todos os outros índices da NAO.
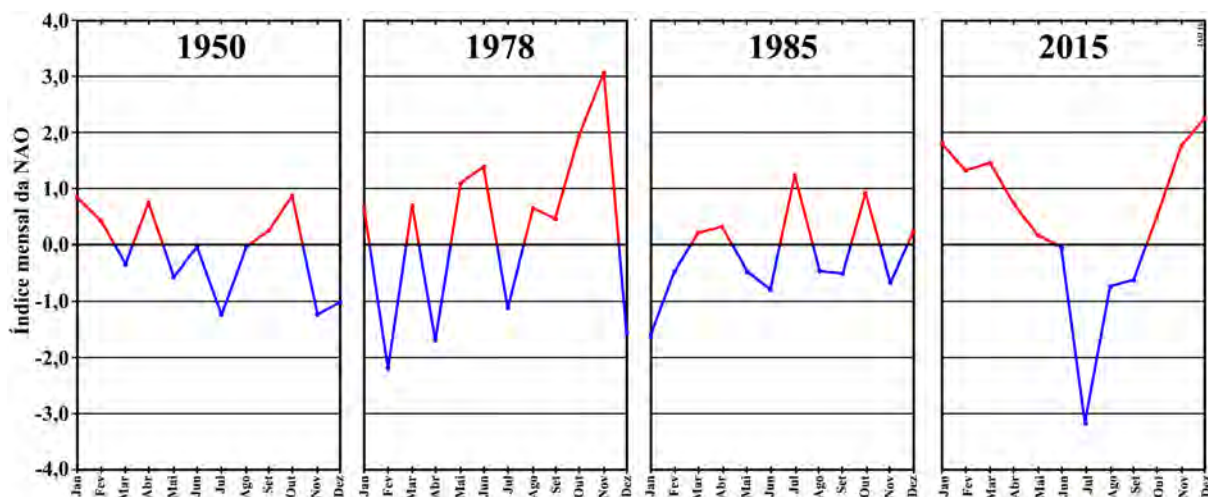
Figura 19 – Variação dos índices mensais da Oscilação do Atlântico Norte (NAO) durante os anos de 1950, 1978, 1985 e 2015. Para realçar, os valores negativos estão representados a azul e os positivos a vermelho.

Aponta-se, como exemplo, a variação do índice diário da NAO no final de 2015 e primeiros meses de 2016 (figura 20). Embora exista tendência nítida para o índice se manter positivo, as oscilações são grandes, variando entre os valores de quase 2 e de perto de -1. Refira-se que este foi um período especial, em que a NAO reflectiu influências do El Niño, provocando temperaturas anormais para a época, designadamente em New York, onde, no período de Natal e Ano Novo fez calor invulgar.

Se, em vez dos índices mensais, analisarmos a evolução dos índices anuais (figura 21), o padrão de variação parece tornar-se mais simples, mas tal acontece, em muito, pela menor quantidade de valores considerados (apenas um por ano, enquanto no caso anterior havia 12 por ano). Todavia, a grande variabilidade é, também, persistente. É interessante notar que este índice anual da NAO revelou tendência, nas últimas três décadas do século XX, para apresentar valores positivos mais frequentes. Tal é invulgar nos resultados obtidos com base nos registos observacionais, tendo as anomalias mais pronunciadas ocorrido após 1989, as quais superaram as que existiam em toda a série de registos obtidos com instrumentos científicos e, mesmo, nas reconstruções paleoclimáticas abrangendo os últimos cinco séculos.
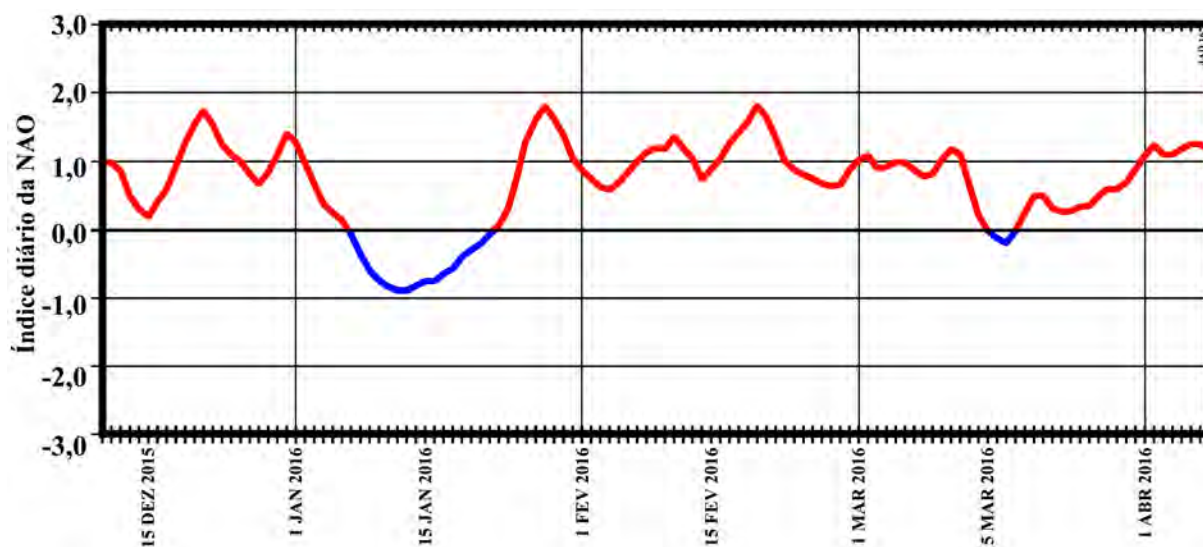
Figura 20 – Variação dos índices diários da Oscilação do Atlântico Norte (NAO) entre 10 de Dezembro de 2015 e 8 de Abril de 2016. Os valores negativos estão representados a azul e os positivos a vermelho.

Se suavizarmos a curva de variação dos índices anuais da NAO, o padrão torna-se mais simples. Tal pode ser feito recorrendo ao método das médias móveis, que consiste em calcular sucessivamente a média aritmética de determinado número de observações pré-definido (por exemplo, 9), denominado "janela". Assim, o valor correspondente, por exemplo, a 1995, corresponde à média aritmética dos valores observados nos anos de 1991 a 1999. Por essa razão, embora a série temporal se prolongue de 1950 até 2015, os valores expressos (médias de 9 anos) reduzem-se ao intervalo de 1954 a 2011 (figura 21 – linha verde).
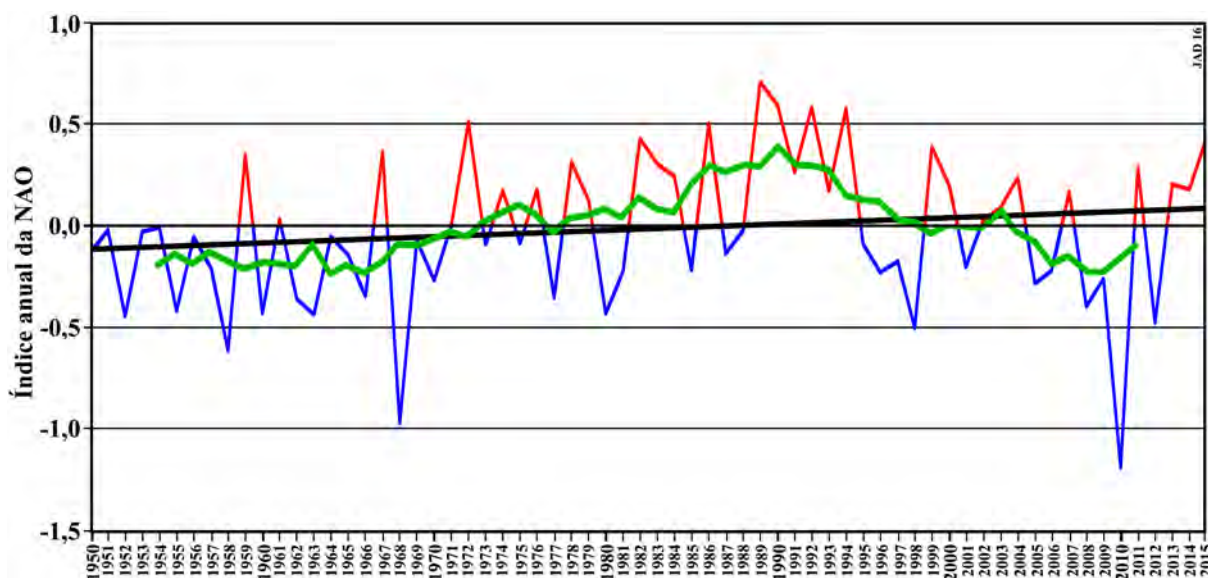
Figura 21 – Variação do índice anual da Oscilação do Atlântico Norte (NAO), entre 1950 e 2015. Os valores positivos estão realçados a vermelho e os negativos a azul. A linha verde grossa corresponde aos valores atenuados através médias móveis com janelas de 9 anos. O traço preto grosso é o ajustamento de uma recta ao conjunto dos dados.

Verifica-se que, desde os anos 50 até ao início da década de 70 do século XX, o índice médio da NAO foi sistematicamente negativo, passando nessa altura a ser persistentemente positivo até final do século, voltando então a ser negativo até à actualidade. Todavia, e nunca é demais

chamar a atenção para isso, devemos ter presente que estamos a trabalhar com médias, as quais amortecem a dispersão de valores, permitindo detectar tendências, ou seja fases da NAO em que o índice foi tendencialmente negativo ou positivo, mas, como é óbvio, escondem a variabilidade realmente existente, com anos, dentre da mesma fase, em que os valores foram quer positivos, quer negativos.

Outra forma de detectar tendências é através da regressão linear, em que se considera que a relação entre a variável (índice anual da NAO) e o tempo é expressa através de uma função linear. A recta assim obtida está também representada na figura 21 com um traço preto grosso. Nota-se claramente tendência para que, ao longo do tempo, os valores positivos sejam mais frequente e / ou maiores. Essa recta de regressão é expressa pela função linear y = 0,0031x – 0,1209, o que indica que o valor médio cresce 0,0031/ano. A fazer fé na tendência determinada, e projectando-a para o futuro, é de esperar que as condições de secura se vão agravando e que os Invernos se vão tornando mais soalheiros, frios e secos, com as consequências lógicas para as barragens (não conseguirão reconstituir os níveis desejáveis) e para os incêndios florestais (que terão maior probabilidade de ocorrer). Todavia, face à dispersão dos dados considerados, a confiança no resultado apresentado é relativamente pequena.

A variabilidade e tendências acima aludidas estão, também, bem expressas quando se analisa o índice de Inverno da NAO, isto é, as médias dos meses de Dezembro a Março (figura 22). Aqui, a tendência para os índices da NAO serem cada vez mais positivos está mais bem marcada. A equação da recta de regressão é y = 0,015x – 0,4828, ou seja, a tendência de subida é de 0,015/ano. Projectando a tendência observada para o futuro, podemos deduzir que é provável que os Invernos se vão tornando progressivamente mais frios e secos, o que não significa que não possam ocorrer, também, Invernos particularmente amenos e chuvosos.
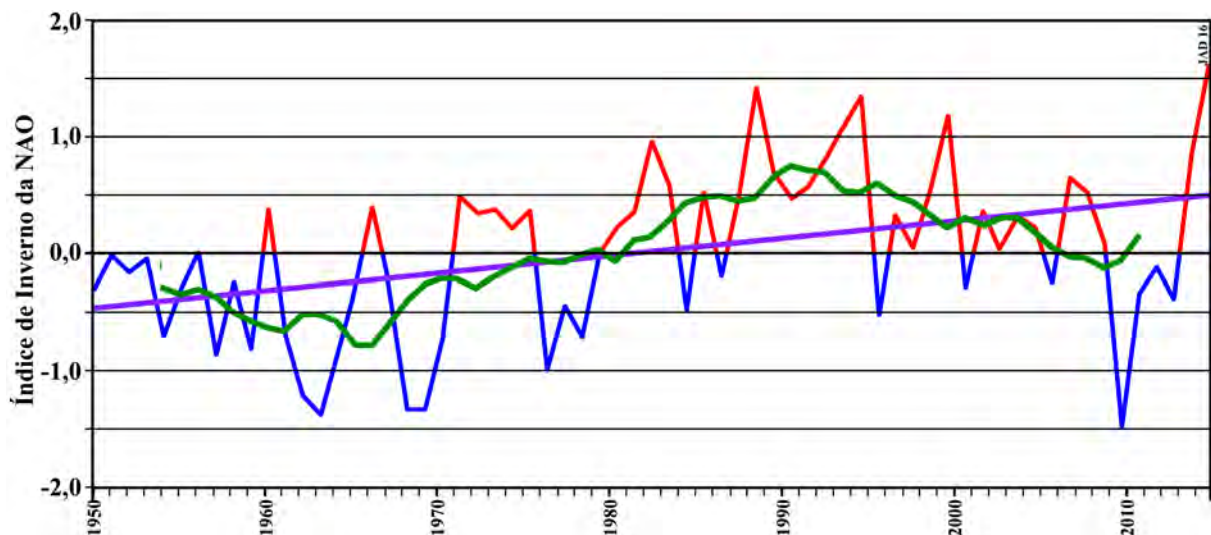
Figura 22 – Variação do índice de Inverno da NAO entre 1950 e 2015. Os valores positivos estão realçados a vermelho e os negativos a azul. A linha verde grossa corresponde aos valores atenuados através médias móveis com janelas de 9 anos. O traço roxo grosso corresponde ao ajustamento de uma recta de regressão ao conjunto dos dados.

A análise que se fez da NAO exemplifica bem a elevada variabilidade inerente ao funcionamento do sistema climático, o que, com frequência, tende a ser esquecido por pessoas que estão menos dentro do assunto quando discorrem sobre o clima do passado. É importante ter sempre presente esta variabilidade, e que o facto de clima ter determinadas

características em determinada região ou durante um certo período temporal, não inibe que possam ocorrer estados do tempo profundamente divergentes. Refere-se, a título meramente exemplificativo, o caso do Algarve, região caracterizada por um clima ameno, nomeadamente no Inverno, que em muito contribuiu para o desenvolvimento turístico. Porém, a 2 de Fevereiro de 1954, um forte nevão caiu na região, deixando nas ruas e campos uma camada de neve com 10 a 20 cm de espessura ...

4.4. Causas da NAO

Como a Oscilação do Atlântico Norte (NAO) determina, até certo ponto, o clima em toda a bacia do Atlântico Norte, influencia, também, o ritmo de produção de Água Atlântica de Fundo, parte extremamente importante da circulação termohalina global. Relembra-se que esta circulação, com frequência designada por "correia transportadora" (de energia), induz transporte de calor, através de correntes superficiais, das baixas para a altas latitudes: na zona circumpolar árctica, as águas quentes e salgadas provenientes da Corrente Quente do Golfo através da Corrente da Noruega, arrefecem (libertando, portanto, calor) e, como ficam mais densas, mergulham em profundidade, formando a Água Atlântica de Fundo. É, por consequência, um mecanismo muito importante na regulação climática da Terra, a qual, obviamente, é bastante influenciada pela NAO. Por exemplo, como as monções estão relacionadas com a circulação oceânica profunda, a NAO acaba por influenciar, também, a intensidade dessas monções.

Se a NAO tem influência sobre o desenvolvimento climático em diferentes regiões da Terra, é também influenciada por outras oscilações. Com efeito, interage com outros modos climáticos, estabelecendo-se relações de influência que podem ser positivas (reforço do sinal climático) ou negativas (atenuação desse sinal). A interacção mais evidente processa-se com a Oscilação Árctica, também referida como o Modo Anelar do Hemisfério Norte. A Oscilação Árctica é um padrão climático caracterizado por ventos que circulam no sentido anti-horário em torno do Árctico, por volta dos 55° de latitude. Quando está em fase positiva, um cinturão de ventos fortes circulam em torno do Pólo Norte, confinando o ar mais frio às regiões polares. Quando está em fase negativa, este cinturão de ventos fica enfraquecido e é distorcido, permitindo penetração mais fácil das massas de ar árctico, mais frias, para o sul, provocando aumento de temporais nas latitudes médias.

Ambas as oscilações reflectem, essencialmente, o mesmo modo de variabilidade troposférica. Porém, começam-se agora a conhecer outras interacções ou teleconexões que pareciam menos óbvias. Os investigadores norte-americanos Mark P. Baldwin e Timothy J. Dunkerto, entre outros, descreveram a NAO e a Oscilação Árctica como um modo zonal de variabilidade, simétrica nos dois hemisférios, caracterizada por um balanço de massa atmosférica entre as calotes polares e as latitudes médias, em ambas as bacias do Atlântico e do Pacífico. Durante o inverno, a sua estrutura vertical estende-se profundamente na estratosfera. Quando o vórtice estratosférico é forte, a Oscilação do Atlântico Norte e a Oscilação Árctica tendem a estar em fase positiva. O sinal propaga-se a partir da estratosfera para a superfície, de modo que a tendência da circulação troposférica sobre o Atlântico Norte poderia estar relacionada com processos que afectam a resistência do vórtice polar estratosférico. Funcionaria, portanto, como um mecanismo de reflexão de uma onda planetária.

Assim, a NAO estaria, desta forma, articulada com os outros fenómenos climáticos terrestres. Neste contexto, não é surpreendente que se vão acumulando evidências sobre o profundo efeito que o El Niño / Oscilação Sul (normalmente designado pela sigla do nome em inglês ENSO) pode ter na NAO, o que foi bem comprovado no Inverno de 2015 / 2016 pelas características meteorológicas que ocorreram na parte oriental dos Estados Unidos e na

Europa. Basicamente, o ENSO é uma variação periódica irregular dos ventos e das temperaturas superficiais oceânicas do Oceano Pacífico tropical oriental, que afecta grande parte da zona tropical e subtropical. Todavia, a relação entre os dois índices não é ainda bem compreendida, até porque a correlação é afectada por outros factores.
Resumindo, pode dizer-se que conhecemos relativamente bem os efeitos da NAO e a sua forma de actuar. Começamos a conhecer algumas das suas interacções com outras formas de variação climática noutras regiões do globo. Porém, os mecanismos básicos que causam esta oscilação atmosférica permanecem obscuras. A NAO está seguramente relacionada com a absorção diferencial de energia radiante solar (até porque todo o sistema climático o está), mas as interacções complexas entre a atmosfera, a hidrosfera, a geosfera e a criosfera constituem, também, factores causais importantes. O efeito da latitude, da geometria dos continentes, e de outros factores nessas interacções é ainda imperfeitamente conhecido. Conhecemos relativamente bem as consequências, mas conhecemos ainda mal as causas. Estamos um pouco como o médico que consegue saber que o paciente tem febre, está anémico, e que vários órgãos reflectem esse estado, mas não sabe qual é a causa da doença. Está limitado a elaborar hipóteses, e só após mais exames detalhados e análises aprofundadas é que conseguirá determinar a causa. No que se refere à NAO e ao clima em geral, a comunidade científica continua a trabalhar afanosamente no assunto.

5. Evolução do clima no passado recente

5.1. Clima e variabilidades temporal e espacial

Tudo o que foi expresso antes consubstancia a elevada variabilidade que caracteriza o clima. Contudo, não obstante essa variabilidade, existem aspectos dominantes que permitem dizer, por exemplo, que as características climáticas de determinada região são mais amenas do que as de outra. São esses aspectos dominantes que nos permitem ter a percepção de clima. Certo é que, nessa percepção, integramos também a variabilidade e os extremos. Por isso, ao falarmos, por exemplo, do clima de Évora, o tipificamos como bastante quente e seco no Verão, e frio e húmido no Inverno. Porém, ao aprofundarmos um pouco o assunto, recordamos que, por vezes, há trovoadas e chuva no Verão, e que no Inverno, já aconteceu, embora excepcionalmente, ocorrer um nevão. Quase intuitivamente, integramos as médias climáticas e os seus extremos.
Assim, não obstante a variabilidade intrínseca, o que domina a caracterização do clima são as médias climáticas, e são estas (e os seus extremos) que têm e tiveram grande influência na evolução das sociedades humanas. Com efeito, o clima marcou (e continua a marcar), de forma indelével, a nossa espécie. Foram as características climáticas prevalecentes que permitiram que o Homem, com a sua grande capacidade de adaptação, tivesse sucesso como espécie. Porém, foram as modificações climáticas que constituíram estímulos evolutivos relevantes no processo da especiação, que privilegia os grupos com maior capacidade de adaptação. Foram as características climáticas preponderantes, e as suas alterações, que contribuíram definitivamente para a criação de culturas próprias, bem como para a ascensão e colapso de sucessivas civilizações.
De facto, é o clima, com as suas características médias, a sua variabilidade intrínseca e os seus extremos, que determina a distribuição geográfica das espécies animais e vegetais, e que é, em muito, responsável pelos seus comportamentos e suas características morfológicas. Além disso, e complementarmente, é também o clima que ajuda a modelar a paisagem. Actuando, de forma muito marcante, em todas as fases do ciclo hidrológico, o clima acaba por ser responsável, entre muitas outras, pela erosão das zonas montanhosas, pela génese das planícies de inundação, pela fracturação das rochas por termoclastia (como acontece nos desertos, em que há alternância de muito calor durante o dia e frio durante a noite, o que, sendo a transição rápida, provoca dilatação e contracção das rochas, o que conduz à fracturação) ou por crioclastia (fragmentação resultante da congelação da água dentro das fendas). Na realidade, os efeitos do clima são bem evidentes na Geologia, na Botânica, na Zoologia, na Antropologia, na Sociologia e na própria História do Homem.

É interessante constatar que, embora o clima influencie, em maior ou menor grau, todos os aspectos da nossa vida e tudo o que nos rodeia, tenhamos tanta dificuldade em o definir. Como se referiu no ponto 1.1., *Se ninguém me perguntar o que é* [o clima]*, eu sei! Se me perguntarem o que é e eu quiser explicar, não sei!* Mas sabemos que é um sistema termodinâmico alimentado, basicamente, pela energia radiante que o planeta recebe do Sol. Contudo, devido principalmente à esfericidade do globo, aos movimentos de rotação e de translação da Terra, e à geometria dos continentes e oceanos, essa energia é recebida de forma diferencial. Os processos climáticos decorrem dos gradientes energéticos assim estabelecidos, e tendem a compensar as assimetrias com que essa energia é absorvida e radiada para o espaço, redistribuindo-a.

Portanto, as características climáticas decorrem das transferências de energia de uma zonas da Terra para outras, transferências essas que se processam tanto na atmosfera como na hidrosfera, pelo que, além do clima ser um sistema termodinâmico é, também, um sistema

hidrodinâmico. Aliás, o sistema climático, radicado essencialmente na atmosfera, é profundamente dependente dos sistemas adjacentes, enraizados na hidrosfera (oceanos, lagos e rios), na criosfera (massas de gelo e neve), na geosfera (rochas e sedimentos) e na biosfera (organismos vivos), os quais estão ligados entre si por fluxos de massa e de energia. Nessas relações de interdependência devem-se ter ainda em consideração os factores regionais e locais, como seja o relevo, a proximidade ou afastamento a grandes corpos hídricos e a cobertura vegetal. É a integração de todos estes sistemas que define o sistema climático global, que é, portanto, um sistema muito complexo, cuja complexidade é amplificada pelas interacções não lineares entre os vários componentes. Principalmente no último meio século, adquirimos vastos conhecimentos sobre a forma como esses componentes se articulam. Todavia, e é conveniente termos isso sempre presente, não obstante o muito que já sabemos dos processos relacionados com o clima, continuamos a conhecer mal o funcionamento do sistema climático terrestre.

Quando falamos de clima há duas variáveis que se nos impõem: a temperatura, e a precipitação atmosférica. São essas que mais directamente influenciam o nosso quotidiano. É com base nestes elementos que, normalmente, se faz a classificação dos climas da Terra. Porém, o clima é uma entidade complexa, e para efectuar uma descrição mais completa devem-se incluir várias outras variáveis, entre as quais, além da pressão atmosférica e do vento, a nebulosidade, a radiação ultravioleta, a humidade do ar e a insolação.

A variabilidade climática não é apenas temporal; é também espacial. Sabemos que clima de Lisboa é diferente do de Évora, distanciados só cerca de uma centena de quilómetros. Por vezes, mesmo locais pouco afastados, como é o caso de Sintra, a apenas pouco mais de 20 km de Lisboa, têm climas algo diferenciados. Com efeito, o facto do clima local ser dependente de muitas variáveis (entre as quais, adjacência ou não a grandes corpos hídricos, altitude, distância ao oceano, tipo e densidade de vegetação, e características geomorfológicas), faz com que exista variabilidade climática, por vezes notável, a nível espacial. Basta a orientação das encostas para induzir climas diferentes: as encostas viradas a Sul (no Hemisfério Norte) estão mais expostas à incidência directa do Sol, pelo que se gera um microclima mais quente do que nas encostas viradas a Norte, mais frias e, em geral, mais ventosas.

Actualmente, com uma rede meteorológica cada vez mais completa, e com o auxílio dos sensores instalados em satélites bem como da modelação matemática, conseguimos, cada vez mais, quantificar todas estas variabilidades. Porém, sabemos que o clima se transforma e evolui, sendo sujeito a alterações, flutuações, oscilações e, mesmo mudanças. Para caracterizarmos tais transformações, necessitamos de séries de observações temporalmente longas e, nesse aspecto, estamos limitados, pois que a situação acima aludida, de uma rede meteorológica bastante completa, é relativamente recente. Nestas circunstâncias, perante a carência ou ausência de séries observacionais do passado, necessitamos as construir, servindo-nos de indicadores climáticos.

5.2. Indicadores do clima do passado (proxies)

A observação sistemática quantificada dos elementos meteorológicos, efectuada com instrumentos padronizados, é relativamente recente: tem apenas cerca de um século, tendo os primeiros registos confiáveis começado a ser obtidos na década de 80 do século XIX. Mesmo assim, a cobertura regional era, a princípio, bastante deficitária, com grandes assimetrias, designadamente entre os hemisférios Norte e Sul. Como, só é possível estudar as flutuações e as modificações climáticas utilizando séries longas, perante as deficiências e lacunas existentes, só nos resta deduzir como foi o clima no passado. Tal é efectuado utilizando indicadores climáticos, ou seja, estudando elementos cujo crescimento, composição ou

estrutura são função de determinados factores climáticos e, portanto, indicam como era o clima. Cientificamente, estes indicadores climáticos são designados, em geral, por "proxies".

"Proxy" é uma contracção, via língua inglesa, do termo em latim *prōcūrātiō,* com o significado de "cuidar de", "gerir", de onde derivou a palavra portuguesa "procurador", pessoa que representa outra. Assim, de certa forma, podemos dizer que um proxy é um procurador do clima, que o representa em um ou mais elementos. Para que uma variável possa ser um bom proxy, deve ter estreita correlação com a variável que nos interessa, correlação essa que pode não ser linear e pode ser tanto positiva, como negativa. Exemplo de um proxy é utilização da taxa de desemprego como indicador do estado económico de um país.

Para deduzirmos como foi o clima do passado, ou seja, a paleoclimatologia, podemos socorrer-nos de uma grande variedade de proxies, alguns dos quais (e apenas alguns) são a seguir elencados.

Os sedimentos, que podem ser analisados de diferentes formas. Principalmente quando são laminados, isto é, quando apresentam camadas alternadas correspondentes a estratificação rítmica, correspondendo cada nível a um ano, permitem deduzir diferentes características climáticas, como a maior ou menor pluviosidade, conducente a camadas mais largas ou mais estreitas. Várias outras informações podem deles ser extraídos. Por exemplo, em sedimentos marinhos, a presença de calhaus estriados indicia a existência de transporte de icebergs em fusão, que deixaram cair para o fundo os pedaços de rocha que neles estavam incluídos.

A dendrocronologia, correspondente à análise dos anéis de crescimento das árvores, que são mais largos quando as condições favorecem o crescimento (por exemplo, mais chuva) e mais estreitos quando essas condições não são propícias (como a existência de uma seca).

A palinologia, ou seja o estudo dos pólens, que permite conhecer o conjunto de plantas que existiam na região e, através delas, deduzir quais eram as características climáticas da altura.

Os foraminíferos, pequenos organismos unicelulares com carapaça geralmente calcária, adaptados a todos os ambientes aquáticos, principalmente os marinhos, que têm ciclos de vida curtos (mensal a anual) e elevada diversidade taxonómica. Essas características tornam-nos em excelentes indicadores climáticos, pois que, por exemplo, uns são mais susceptíveis à temperatura, outros à salinidade, outros ainda à abundância de nutrientes. A análise do conjunto de foraminíferos existente numa determinada camada sedimentar (apelidada de paleotanatocenose) permite conhecer como eram, na altura, várias das componentes climáticas.

Os corais, que ocorrem em águas quentes e que segregam exoesqueletos normalmente calcários, que crescem por adição de camadas anuais, as quais são mais espessas quando os nutrientes são abundantes e mais finas quando o não são, e que respondem a pequenas mudanças de temperatura, precipitação e transparência da água em questão de meses.

Os testemunhos de gelo, isto é, os tarolos de gelo obtidos por perfuração, são excelentes indicadores climáticos, pois que preservam as camadas correspondentes à neve caída em cada ano. Essa neve, posteriormente convertida em gelo, integra pequeninas bolhas de ar, as quais são amostras fidedignas da atmosfera que existia na altura, e que podem ser analisadas por forma a conhecer qual era a composição do ar coevo. Algumas das sequências climáticas mais importantes têm sido obtidas por análise de testemunhos de gelo da Groenlândia e da Antárctida.

Os espeleotemas, ou seja, as formações que ocorrem no interior das grutas, resultantes da sedimentação e cristalização de minerais dissolvidos na água, como as estalactites (que crescem para baixo a partir do tecto) e as estalagmites (que crescem a partir do chão e em

direcção ao tecto), compostos maioritariamente por carbonato de cálcio (calcário). Os espeleotemas crescem em camadas finas, sendo a espessura de cada camada indicador da quantidade de água que pingava do tecto. Assim, uma canada mais grossa corresponde, em princípio, a maior quantidade de precipitação, enquanto que uma camada mais fina pode corresponder a um ano de seca. Além disso, da composição química de cada camada podem-se extrair ilações sobre vários elementos climáticos da altura.

A razão isotópica do oxigénio, principalmente entre o ^{18}O e o ^{16}O, designada por $\delta^{18}O$, que está relacionada com a temperatura das águas oceânicas; a análise da razão destes isótopos no oxigénio presente no carbonato de cálcio das conchas e carapaças de organismos (como os foraminíferos, os moluscos ou os corais) permite inferir características climáticas na altura em que as diferentes camadas desses exoesqueletos foram formadas; a razão isotópica do ar aprisionados em pequenas bolhas no gelo é um dos indicadores mais utilizados para determinar paleotemperaturas.

A análise dos elementos traço (com concentrações inferiores a 100 partes por milhão), como o cádmio, o bário e o estrôncio, que podem dar indicações sobre o clima do passado. Vários destes elementos traço podem substituir o cálcio (Ca) na estrutura atómica da aragonite (carbonato de cálcio), sendo a razão dessa substituição função de variáveis climáticas. Durante períodos quentes e húmidos, a quantidade de estrôncio (Sr) que é libertado (devido a alteração das rochas, principalmente granitos) para o ambiente é maior e, portanto, as razões de substituição do cálcio pelo estrôncio são tendencialmente maiores. Com efeito, parece existir forte correlação positiva entre a razão Sr/Ca e a temperatura superficial da água do mar em zonas de baixa profundidade, pelo que a determinação dessa razão, por exemplo em corais ou moluscos), pode ser utilizada como paleotermómetro.

Como se referiu, estes são apenas alguns dos muitos proxies que têm sido utilizados em paleoclimatologia, e que aqui são apresentados de forma necessariamente muito abreviada. Tudo o que, de uma ou outra forma, seja influenciado por um ou mais elementos climáticos no seu crescimento, na sua forma ou na sua composição pode ser utilizado como proxy. Porém, cada proxy é mais sensível a um determinado elemento climático, por exemplo, a temperatura ou a humidade (precipitação), pelo que diferentes proxies dão indicações diferentes, presumivelmente complementares, de aspectos do clima. Por essa razão, é frequente proceder a análises multi-proxy, ou seja, a utilização de vários proxies, procurando convergências, tentando, deste modo, efectuar uma melhor caracterização do clima passado.

Os dados de cada proxy devem ser cuidadosamente interpretados e calibrados. Quanto melhor for a calibração, por exemplo, resposta desse proxy ao clima recente e comparação com dados climatológicos instrumentais, maior será a confiança que se pode ter nos resultados. De qualquer modo, e devemos ter isso sempre presente, os resultados obtidos com os proxies são apenas aproximações ao que realmente aconteceu.

A documentação histórica é outro proxy importante do clima do passado. Tal como acontece com os outros proxies, as informações aí existentes devem ser cuidadosamente interpretadas, verificadas e calibradas. Ao contrário do que acontece com os outros proxies, cuja validade não se altera com o tempo, ou seja, tão fidedigna é uma informação mais recente como outra mais antiga, na documentação histórica tal não acontece. Por via de regra, a precisão das informações, a confiança que nelas podemos ter, bem como a quantidade de dados úteis, vão diminuído com o tempo: aumentam rapidamente a partir do século XVII, mas diminuem drasticamente e tornam-se cada vez mais fragmentárias à medida que recuamos no tempo. A utilização das informações contidas nos documentos históricos requer cuidados especiais, porquanto, com frequência, é tendenciosa, no sentido em que tende a expressar apenas os

eventos extremos. Além disso, essa documentação é propensa ao uso da linguagem inconsistente entre diferentes escritores e épocas distintas, bem como a erros na datação dos eventos, especialmente nos escritos mais antigos.

A iconografia (utilização de imagens para representar determinado tema) constitui, também, um proxy que, por vezes, se tem revelado muito útil. Já na figura 16 apresentámos um exemplo, um quadro de Abraham Hondius, de 1684, que representa o Rio Tamisa gelado e que consubstancia o rigor de muitos Invernos durante a Pequena Idade do Gelo. Também as informações derivadas deste proxy necessitam de ser cuidadosamente interpretadas e calibradas, até porque a liberdade artística pode conduzir a representações que se desviam da realidade factual. Com efeito, a arte reproduz, de forma mais ou menos objectiva, a realidade, mas a reprodução que apresenta dos elementos climáticos tem de ser cuidadosamente interpretada e aferida através de outros proxies.

Relacionado com a problemática dos proxies há outra que devemos sempre ter em consideração: as datações. Um proxy só é válido e útil se estiver convenientemente datado. Métodos de datação há muitos, como, entre muitos outros, o do Carbono 14 (^{14}C), a racemização de aminoácidos, a termoluminescência, o do $^{40}Ar/^{39}Ar$, a magnetometria, o do $^{40}K/^{40}Ar$ e o das series do Urânio. Cada método é espartilhado por contingências que restringem a sua validade cronológica, pelo que o método de datação deve ser escolhido em função do tipo e características do material a ser datado e da idade que se estima que esse material tem. Mas não é aqui o lugar apropriado para explanarmos mais sobre o assunto, o que será feito nos próximos capítulos.

5.3. Reconstruções climáticas

5.3.1. Divergências e convergências das reconstruções

Ao falarmos de Paleoclimatologia, isto é, o estudo do clima do passado, é importante especificar de que passado se trata. Com efeito, o passado do nosso planeta estende-se por cerca de 4,56 mil milhões de anos, pelo que a história do clima da Terra tem aproximadamente essa duração. Como vimos, para reconstruir os climas do passado recorremos a proxies, cujo tipo e validade varia consoante a fatia temporal que consideramos. Assim, do ponto de vista metodológico podemos considerar diferentes paleoclimatologias. A "paleoclimatologia geológica", que tem por base evidências encontradas em rochas e sedimentos, e se estende desde as fase iniciais da história da Terra até, pelo menos, ao aparecimento da escrita (embora esses proxies continuem a ser eficazes até à actualidade). A "paleoclimatologia antrópica", que é baseada no estudo de artefactos produzidos pelo homem, nomeadamente a documentação escrita, sendo, com frequência, referida também como "paleoclimatologia histórica". A "paleoclimatologia instrumental", que tem como base de trabalho registos derivados da utilização de instrumentos científicos, e que se inicia em meados do século XIX.

No sentido de tentarmos perceber melhor o que significam as reconstruções paleoclimáticas, vamos debruçarmo-nos um pouco, por agora, apenas sobre a paleoclimatologia histórica. Na figura 23 estão representadas várias reconstruções da variação da temperatura atmosférica relativamente à média do século XX, suavizadas com o método das janelas móveis, no Hemisfério Norte. A primeira coisa que nos prende a atenção é a elevada dispersão dos resultados, não havendo duas que coincidam. Tal não é de admirar se tivermos em consideração que estas reconstruções se baseiam em proxies de diferentes tipos, com distintas calibrações, e obtidos em locais diferenciados. Perante a persistente variabilidade climática temporal e regional, é normal que não haja coincidência entre as diversas curvas.
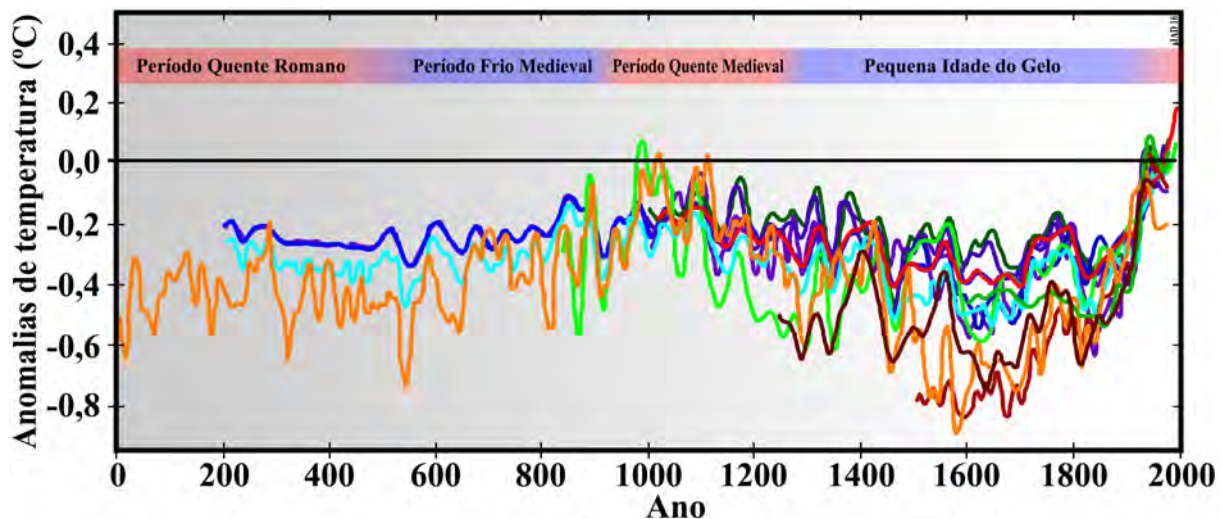
Figura 23 – Diferentes reconstruções das variação de temperatura nos últimos dois milénios. Anomalias referentes a médias (nem sempre as mesmas) da 2ª metade do século XX. O fundo mais ou menos acinzentado denota a confiança nos resultados. A suavização das curvas utiliza janelas diferentes. Temperaturas instrumentais (a preto) derivadas de dados extraídos do NCEI (National Centers for Environmental Information). Curvas de Jones *et al.* (1998), Mann *et al.* (1999), Briffa *et al.* (2001), IPCC (2001), Esper *et al.* (2002), Mann & Jones (2003), Huang (2004), Jones & Mann (2004), Mober *et al.* (2005), Moberg *et al.* (2005), Oerlemans (2005), Hegerl *et al.* (2006)

Por outro lado, verifica-se que, no andamento geral das curvas, há elevada convergência de resultados. Do conjunto das reconstruções pode concluir-se que se verificou um aquecimento centrado aproximadamente no ano 1000 (que pode ser correlacionado com o Período Quente Medieval, também apelidado de Pequeno Óptimo Climático), a que se seguiu um arrefecimento centrado por volta do ano 1700 (provavelmente relacionado com a Pequena Idade do Gelo). Os resultados mostram, ainda, que as temperaturas médias históricas, nomeadamente as que ocorreram durante o Período Quente Medieval, foram ligeiramente inferiores à média do século XX.

É de relevar que, antes do ano 900, a confiança nos resultados diminui bastante, pois que a quantidade de dados é bastante menor do que no último milénio, e porque são também maiores as incertezas associadas aos dados proxy e à calibração desses dados. Todavia, em termos genéricos, pode concluir-se que os registos obtidos com proxies parecem reproduzir de forma muito aceitável as variáveis ambientais.

5.3.2. Reconstruções da NAO

Como vimos no ponto 4, é a Oscilação do Atlântico Norte (NAO) que preside à evolução do clima na bacia do Atlântico Norte. Portanto, é relevante ver qual foi o comportamento, no passado, dos índices da NAO, nomeadamente do índice anual para podermos comparar o seu comportamento no último milénio com as flutuações de temperatura acima referidas. Também neste caso há várias reconstruções baseadas em diferentes proxies, que divergem no pormenor, mas que, na maior parte, são relativamente convergentes no aspecto geral. A mais recente é, provavelmente, a que foi publicada em 2015 por Pablo Ortega, do National Centre for Atmospheric Science (NCAS), em conjunto com vários outros investigadores europeus. Essa reconstrução do índice da NAO (figura 24) foi baseada em 48 proxies com resolução anual distribuídos em torno do Atlântico Norte e elaborada através de um conjunto de regressões multivariadas.
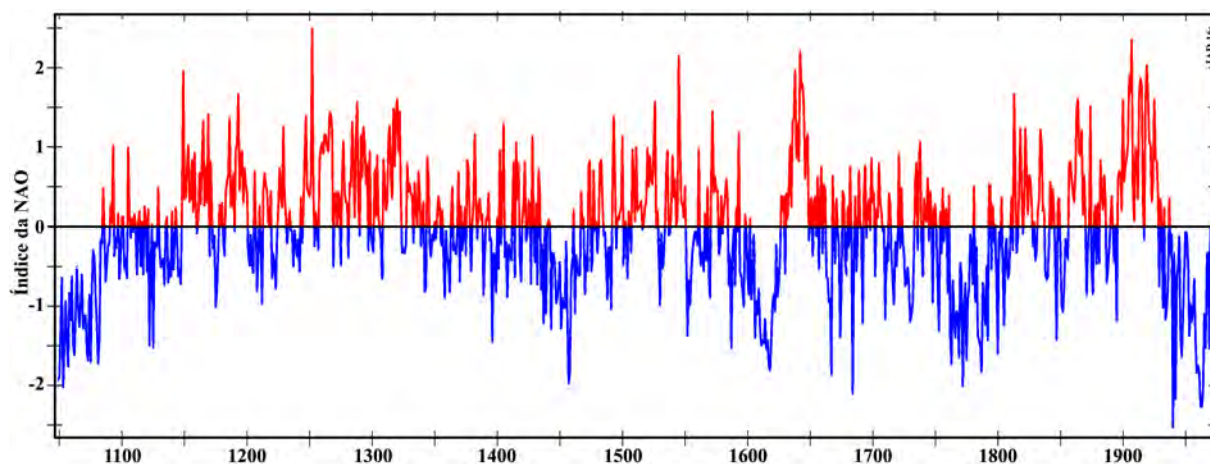
Figura 24 – Reconstrução do índice anual da NAO entre 1049 e 1969. Para facilitar a leitura representaram-se os valores positivos a vermelho e os negativos a azul.

Desta reconstrução ressalta, como era de esperar, que, à semelhança do que acontece com o comportamento do índice da NAO determinado com valores instrumentais (figura 18), tem elevada variabilidade, semelhante à que vivenciamos nos século XIX e XX. É também evidente o carácter oscilatório da curva resultante, com períodos em que o índice é tendencialmente positivo e outros em que é negativo. Porém, para melhor se visualizar esse comportamento, é melhor suavizar a curva, o que se fez, utilizando móveis médias de 30 anos (figura 25).
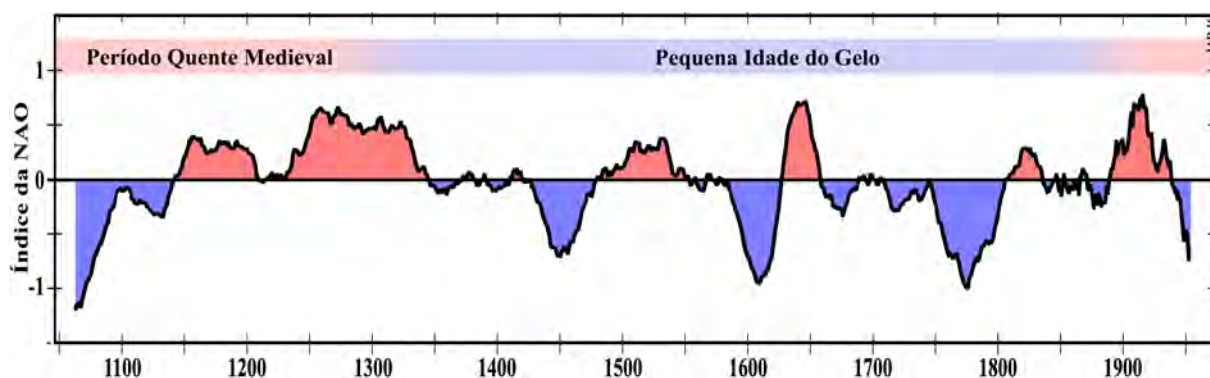
Figura 25 – Suavização da evolução do índice anual da NAO, entre 1049 e 1969, com médias móveis com janelas de 30 anos. Para facilitar a leitura realçaram-se os valores positivos a vermelho e os negativos a azul.

Da curva suavizada ressaltam os períodos em que o índice é tendencialmente positivo ou negativo. Durante o Período Quente Medieval, tal como é frequentemente balizado, ou seja, entre os anos 950 e 1 250, não há evidências da NAO ter sido positiva de forma persistente, embora essas fases positivas pareçam ter sido dominantes durante os séculos XIII e XIV. Durante a Pequena Idade do Gelo verifica-se persistência das fases negativas na segunda metade do século XVII e todo o século XVIII. É interessante constatar que esta reconstrução também parece revelar que, após dois anos de ocorrerem grandes erupções vulcânicas, a NAO tende a apresentar valores positivos.

revelou tendência para apresentar valores positivos, excepto no primeiro terço deste período, em que os valores foram negativos. Tal parece dar consistência às indeterminações sobre o início desta fase climática, o mesmo se verificando com o final do período. A Pequena Idade

do Gelo caracteriza-se por valores do índice anual da NAO predominantemente negativos, embora com algumas interrupções em que o índice revela tendência para ser positivo.

Comparando os dados anuais com a curva suavizada (figuras 24 e 25), é evidente que, embora o índice revele tendência para ter fases em que é positivo e outras em que é negativo, tal não impede que a um ano positivo não se possa seguir outro com valor negativo. Isso é importante porquanto, numa sociedade que era profundamente dependente da agricultura, os maus anos agrícolas podiam ser catastróficos. Lembremo-nos que a sociedade, a economia e o comércio internacional eram radicalmente diferentes do que são na actualidade. Nos nossos dias, um mau ano agrícola é rapidamente compensado pela importação de géneros alimentícios de outras regiões. Na altura, e com maior acuidade para os séculos anteriores ao XVIII, um mau ano agrícola significava fome. Uma sequência de dois e três maus anos agrícolas provocava a miséria das populações, o possível aparecimento de doenças endémicas (como a peste) e o aumento da probabilidade de ocorrerem guerras.

5.3.3. O possível exemplo da Revolução Francesa

Todavia, convém chamar a atenção para que, normalmente, os factores climáticos não são indutores por si de revoluções sociais. O clima é, com frequência, "apenas" a gota que faz transbordar o copo. Exemplo disso é a Revolução Francesa de 1789, que teve um profundo impacto em toda a Europa e no resto do mundo. A França da altura era caracterizada por vastos privilégios feudais, aristocráticos e religiosos, com o povo vivendo em pobres condições e quase sem direitos. Não obstante a grave crise financeira do país, decorrente da participação francesa na Guerra da Independência dos Estados Unidos da América e da derrota sofrida na Guerra dos Sete Anos, a corte de Luís XVI continuava a exibir grande ostentação. Acresce que, neste panorama, as ideias iluministas eram cada vez mais populares. Havia, portanto, grande descontentamento e intranquilidade social, o que conduzia ao estabelecimento de sentimentos radicais.

Foi neste contexto que, nos anos 60 do século XVIII, em plena Pequena Idade do Gelo, marcada pela tendência para ocorrerem Invernos particularmente frios e Verões muito quentes, houve alguns maus anos agrícolas, o que fez com que diminuíssem os excedente de produção disponíveis para exportação, o que implicou forte quebra nas receitas. A escassez de alimentos foi particularmente penalizante das classes mais baixas, dependentes das suas práticas agrícolas, que eram pouco acima do nível de subsistência, e que dificilmente podiam comprar os alimentos básicos, até porque os preços dos grãos aumentaram 50% devido à escassez. É interessante verificar que, segundo a reconstrução da NAO a que fizemos alusão, o índice anual manteve-se sistematicamente negativo, por vezes com valor inferior a -1.

O ano de 1788 foi particularmente agreste. Segundo Scott Mandia, do Suffolk County Community College, após um Inverno particularmente mau, seguiram-se os meses de Maio, Junho e Julho excessivamente quentes, o que provocou, novamente, a perda de grande parte das colheitas. A 13 de Julho, em plena época das colheitas, uma forte chuva de granizo (que normalmente ocorre quando, em altitude, o ar está muito frio) acabou por destruir o pouco que restava das culturas.

Perante a fome que grassava e a intranquilidade social, começaram a ocorrer os "motins do pão", assim designados porque o pão era a base da dieta francesa e a principal fonte de calorias, e, perante a escassez, o povo reclamava por qualquer tipo de auxílio. Em 1789 o preço de um pedaço de pão subiu de nove para quinze soldos, tornando-se completamente incomportável até para os trabalhadores médios, cujo salário era da ordem de quinze soldos por dia. Perante a intranquilidade social acima aludida, o mau ano agrícola foi "a chama que

pegou fogo ao palheiro", culminando, a 14 de Julho de 1789, na Tomada da Bastilha, evento central da Revolução Francesa. Porém, se não fosse o contexto económico e social pré-existente, muito provavelmente o desfecho teria sido diferente.

Exemplo do contexto social que existia na altura é uma história anedótica sobre Maria Antonieta, a rainha consorte. Num dos seus passeios, deparou-se com um dos motins do pão e, admirada, perguntou ao seu cocheiro a razão para tal ajuntamento de gente que parecia tão desgraçada. O homem respondeu-lhe "Majestade, não há pão para comer", e a rainha retorquiu: "Se não têm pão, que comem brioches". A história, aparentemente, não corresponde à realidade, mas rapidamente se propagou por toda a França, o que denuncia o espírito da população, muito receptivo a histórias que denegrissem a realeza e a aristocracia. Assim, o factor climático teve, sem dúvida, grande importância, porém, se não fosse o contexto económico e social pré-existente, muito provavelmente o desfecho teria sido diferente.

5.3.4. Clima, erupções vulcânicas e impactos sociais

Não se sabe bem quais foram os mecanismos climáticos que conduziram à instalação da Pequena Idade do Gelo. Todavia, sabe-se que, nesse período, ocorreram várias grandes erupções vulcânicas que perturbaram o clima na Europa e no resto do mundo. Algumas dessas erupções concorreram para situações meteorológicas muito contrastadas, que possivelmente tiveram influência relevante no clima que conduziu à perda de colheitas em França e, portanto, contribuíram para os eventos sociais que culminaram na Revolução Francesa.

Sob este aspecto, é de referir a erupção do Tambora, na Indonésia (na ilha de Sumbawa), que se iniciou entre 5 e 10 de Abril de 1815, tendo atingido o nível 7 no índice de explosividade vulcânica, o segundo mais violento da escala. A anterior erupção com intensidade semelhante tinha ocorrido 17 séculos antes, em 181 d.C, em Taupo, na Nova Zelândia, o que dá ideia da impetuosidade que a erupção do Tambora teve. O volume da matéria expelida pelo vulcão ascendeu a mais de 180 km^3. Parte dos materiais mais finos e dos gases libertados ascenderam na troposfera, e mantiveram-se em suspensão na estratosfera, espalhando-se por todo o globo. Quer os materiais finos em suspensão, quer os gases vulcânicos (com destaque para o dióxido de enxofre), provocaram diminuição da incidência dos raios solares na superfície da Terra, provocando um Inverno vulcânico. As consequências são bem conhecidas na Europa, onde a temperatura média desceu cerca de 3ºC, provocando perdas de colheitas. O ano de 1816 ficou conhecido como a "ano sem Verão", mas as consequências, embora de forma mais amortecida, prolongaram-se pelos anos seguintes.

Quase 70 anos depois, em 1783, prolongando-se pelo ano seguinte, nova erupção veio perturbar significativamente o clima europeu. Foi a erupção do Laki (ou Lakagígar, que significa crateras do Laki), na Islândia. Embora bastante menos intensa do que a do Tambora, e sem o carácter explosivo desta, esta erupção induziu, também, consequências a nível global. Uma neblina espessa, transportada pelo vento, atingiu rapidamente a Europa e, mais tarde, a China. Estima-se que foram libertadas 122 toneladas de dióxido de enxofre, 95 das quais atingiram o limite da troposfera com a estratosfera, entrando na circulação global e, portanto, propagando-se por todo o Hemisfério Norte. Certo é que a maior parte (quase 90%) acabou por ser removida pela precipitação, provocando chuvas ácidas, pois que o dióxido de enxofre reage com a água atmosférica formando aerossóis de ácido sulfúrico (estima-se que se tenham assim formado cerca de 200 toneladas destes aerossóis). Porém, o restante manteve-se na alta atmosfera durante um ano, decrescendo progressivamente nos anos seguintes. Os impactes na Europa tiveram relevância assinalável. A temperatura média no Hemisfério Norte desceu cerca de 1,3ºC durante os três anos que se seguiram à erupção. Muito provavelmente, as

perturbações climáticas assim induzidas influenciaram de forma relevante o curso dos acontecimentos que culminou na Revolução Francesa.

Estes são apenas dois exemplos de como as grandes erupções vulcânicas podem provocar perturbações de magnitude muito significativa no clima e na sociedade, tanto a nível hemisférico, como global. Todavia, o assunto será aprofundado mais tarde, na parte III.

5.4. Desenvolvimento climático nos últimos milhares de anos

5.4.1. Proxies obtidos em testemunhos de gelo

Temos vindo a explanar de forma recorrente sobre a variabilidade temporal e espacial do clima. No sentido de analisar o desenvolvimento climático nos últimos milhares de anos, em vez de comparamos reconstruções baseadas em proxies adquiridos em diferentes regiões, com frequência envolvendo vários proxies, é preferível, até certo ponto, analisarmos os dados de um único local, proveniente de um único proxy fiável, onde o sinal climático seja contínuo e com boa discriminação. Os testemunhos de gelo têm estas condições.

Devemos ter em consideração que estamos a falar de gelo e, portanto, é importante termos em consideração os processos de transformação da neve em gelo. Quando cai, os cristais que compõem os flocos de neve têm, em geral, forma hexa-simétrica, isto é, têm uma parte nuclear de onde irradiam seis "pontas" mais ou menos protuberantes. Nestas condições, e se o tempo está calmo, sem vento, a densidade da neve é da ordem de 100 kg/m^3. Porém, se há vento, a protuberâncias (os cantos) dos cristais quebram-se, tornando a neve mais compacta, chegando a ter densidade superior a 300 kg/m^3. Após se depositar na superfície da calote de gelo ou do glaciar, a neve começa a sofrer uma série de transformações. Uma delas é o acondicionamento dos cristais de gelo, que conduz a maior fracturação das protuberâncias desses cristais, tornando-os mais arredondados.

Outros processos de transformação da neve em gelo relacionam-se com a termodinâmica, e tendem a minimizar a energia livre; como a esfera tem a menor área de superfície para um dado volume, os cristais de neve tornam-se ainda mais arredondados. Como, quanto maior é a curvatura, menos estável é a partícula, há tendência para as partícula maiores crescerem à custa das menores, que desaparecem. Devido à actuação destes processos, as partículas de neve transformam-se maioritariamente em grãos mais ou menos esféricos e todos aproximadamente com as mesmas dimensões. Em consequência disso, a densidade aumenta para valores da ordem de 550 kg/m^3.

Entretanto, à medida que a neve vai sendo coberta por novas camadas, sobre ela começa a exercer-se pressão cada vez maior, o que conduz a processos de compactação, devido aos quais as esferas se aglutinam umas às outras nos pontos de contacto. O ar aprisionado entre os cristais, que estava confinado a espaços mais ou menos triangulares devido à forma desses cristais, passa a estar aprisionado em pequenas bolhas esféricas e elípticas. A neve converte-se, assim, em gelo, com densidade ainda maior, da ordem de 830 kg/m^3, a qual, à medida que a carga exercida pelas camadas sobrejacente aumenta, pode atingir valores superiores a 900 kg/m^3.

A velocidade a que ocorrem estas transformações de neve em gelo, que ocorrem nos níveis superiores das massas de gelo, dependem da temperatura: quanto mais frias forem as condições, mais lentos são estes processos. De modo análogo, a profundidade a que se gera o gelo depende também da temperatura. Na estação de Vostok, no interior da Antárctica, onde foram também obtidos testemunhos longos, a temperatura superficial média é de -57ºC e a acumulação de neve é da ordem de 22 kg/m^2/ano, sendo a profundidade da génese de gelo propriamente dito de 95 m, e a conversão de neve em gelo é de cerca de 2 500 anos. Já no

interior da Groenlândia, onde as condições são bastante mais húmidas, a temperatura superficial média ronda os -20ºC a -30ºC e a acumulação de neve é de 490 kg/m^2/ano, a produção de gelo compacto processa-se a profundidades da ordem de 65 a 70 m, demorando o processo cerca de 100 anos.

É devido a estes processos que a análise paleoclimática dos testemunhos de gelo não vem até à actualidade. Por exemplo, no testemunho do GISP2, obtido na Groenlândia, o primeiro valor obtido corresponde a 95 anos antes do presente, neste caso o ano de 1905. Assim, os testemunhos de gelo têm excepcional importância para conhecermos o clima do passado, mas mostram-se pouco eficientes na reprodução das variáveis climáticas das últimas décadas,

Ao considerarmos a dedução dos factores climáticos obtidos com base em proxies determinados na generalidade dos testemunhos estratigráficos de massas de gelo, é preciso termos em atenção que o sinal aí presente é amortecido e integrado. Sabemos que os estados meteorológicos têm elevada variabilidade ao longo do ano. Podemos ter, por exemplo, uma parte do Inverno com temperaturas relativamente amenas, e outra parte em que se faz sentir bastante frio. De modo análogo, podemos ter Invernos em que, durante algum tempo, a pluviosidade é pequena, mas em que, noutra parte, pode ocorrer chuva porventura excessiva. Acontece, também, que a alguns Invernos mais rigorosos se sucede um Verão muito quente. Outras vezes, a um Inverno ameno segue-se um Verão atípico, sem muito calor e, eventualmente, com alguma chuva. Com efeito, como se sabe, a sucessão dos estados do tempo é imprevisível e, por vezes, extremamente variável. Nos testemunhos de gelo, toda esta variabilidade que ocorre ao longo do ano está integrada numa única camada de gelo.

Tradicionalmente, os testemunhos são segmentados em finas secções (um ou mais centímetros), e é dessas secções que se retira o material para análise. Embora, por vezes, seja possível distinguir os níveis anuais de gelo (como acontece, com frequência, no testemunho GISP2), os resultados das análises correspondem à integração de número variável de anos, centrados no ano do meio. O número de anos correspondente a cada análise, e é dependente do intervalo de amostragem (a espessura das secções em que o testemunho é seccionado. No GISP2, na parte superior, cada análise corresponde a uns 6 a 8 anos, aumentando progressivamente com a profundidade (e, portanto, com a idade), até 40 a 60 anos na parte inferior do testemunho. Assim, o sinal obtido corresponde à integração dos sinais anuais, sendo, portanto, amortecido. É um pouco como o resultado do métodos das médias móveis mais atrás referido, só que com janelas varáveis no tempo.

5.4.2. O testemunho de gelo GISP2

Para analisarmos a evolução climática, seleccionámos o testemunho de gelo GISP2, obtido pelo *Greenland Ice Sheet Project*, que foi resultante da perfuração da massa de gelo da parte central da Groenlândia. Foi dado por concluído a 1 de Julho de 1993, após cinco anos de perfuração, tendo produzido 3 053,44 m de testemunho. A base, isto é, a camada de gelo mais profunda, data de há cerca de 50 000 anos (na realidade, 49 981 anos). Portanto, este testemunho constitui, em si, um arquivo de excepcional importância, no qual se podem adquirir proxies, entre outros, da temperatura e da composição da atmosfera, sendo um precioso auxiliar para compreendermos melhor as variações do clima. O testemunho GISP2 tem ainda a vantagem de se localizar na Groenlândia, na parte Norte da bacia do Atlântico Norte, relativamente próximo da zona onde se produz a Água Atlântica de Fundo, e na área de actuação directa da Oscilação do Atlântico Norte. Pelas razões antes aduzidas, os primeiros dados fiáveis que foram obtidos correspondem a 95 anos antes do presente, no caso a ano de 1905.

Só em si, as taxas de acumulação de gelo (figura 26) fornecem já interessantes informações. Verifica-se que, quanto menos fria é a atmosfera, maior é a taxa de acumulação, a qual, nos últimos 10 000 anos, se manteve entre 200 e 250 mm/ano. Durante o último glaciário, em que as temperaturas eram extremamente frias, essas taxas eram, apenas, da ordem de 50 mm/ano. Tal explica-se pela quantidade de água disponível no sistema atmosférico, nas altas latitudes, que é, obviamente, mais abundante no actual interglacial. Em condições mais amenas, as massas de ar que chegam à parte central da Groenlândia contêm, ainda, grande quantidade de humidade, e ao arrefecerem mais nesta zona, a água condensa e transforma-se em cristais de gelo, originando grande quantidade de precipitação sólida atmosférica (neve). Nos períodos climaticamente frios, as massas de ar arrefecem mais rapidamente, precipitando o seu conteúdo em água, e quando chegam à parte central da Groenlândia está já empobrecidas em humidade, gerando queda de neve em muito menor quantidade. É interessante verificar a correlação entre esta figura e a das temperaturas. Com efeito, a própria taxa de acumulação de gelo parece constituir, em si, um proxy da temperatura, embora deficiente.
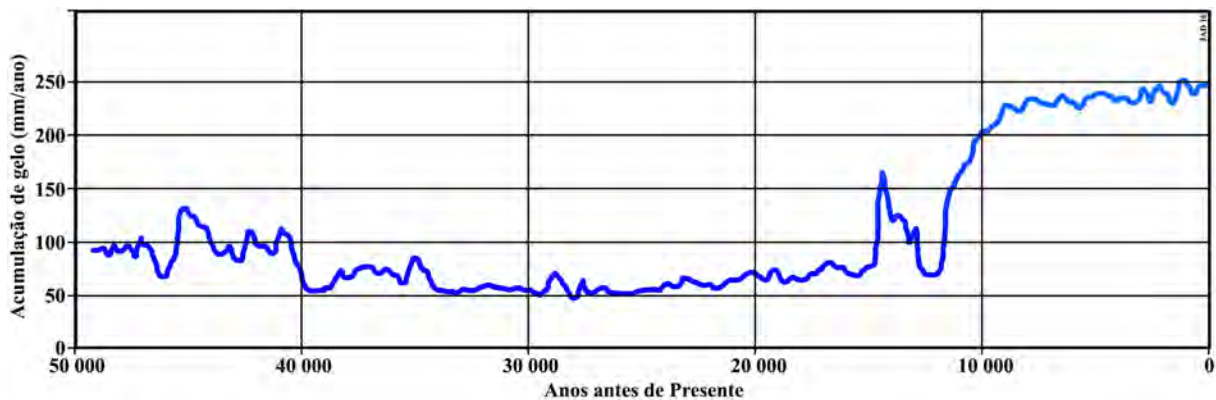
Figura 26 – Taxas de acumulação de gelo no testemunho GISP2, da Groenlândia.

É interessante comparar estas taxas de acumulação com, por exemplo, as do testemunho de gelo obtido na área de Vostok, no interior da Antárctica, a 1 253 km do Pólo Sul e a 1 260 km da costa mais próxima. Aí, as taxas de acumulação variaram de 10 mm/ano no último glaciário a 20 mm/ano no interglaciário. Tal verifica-se porque em Vostok as condições são muito áridas e secas, com pouca queda de neve mesmo na actualidade, enquanto na Groenlândia há muito mais humidade e, portanto, muito mais queda de neve. Devido à elevada queda de neve e, portanto, posterior formação de gelo, no testemunho da Groenlândia as taxas de acumulação revelam ter maior sensibilidade à temperatura. No testemunho de Vostok, a taxa de acumulação aumenta 1,2 mm/ano por 1ºC de aumento da temperatura, enquanto que no testemunho GIP2, o mesmo grau de aquecimento provoca um acréscimo de 8,4 mm/ano na taxa de acumulação. Portanto, verifica-se em toda a série que quanto mais calor (menos frio) existe, maior é a taxa de acumulação de gelo. Todavia, estranhamente, o mesmo não se parece verificar nos últimos 10 000 anos, em que a tendência é, como veremos mais à frente, para descida suave de temperatura, mas em que as taxas de acumulação têm aumentado progressivamente (figuras 26 e 27).

5.4.3. Evolução climática nos últimos 50 000 anos

A temperatura no testemunho GISP2 foi determinada utilizando como proxy os isótopos de oxigénio (∂^{18}O), a que muito sucintamente fizemos referencia no ponto 5.2. Recordamos que o que nos interessa não são os valores da temperatura, que, no local, rondaram os -30ºC desde há 10 000 anos, e oscilavam entre -40 e -50 durante o Glaciário. O que nos interessa são as

variações relativas, que pressupostamente foram de certo modo análogas às que se verificaram na Europa. Portanto, o que devemos ter em atenção é o "andamento" da curva e não os valores que esta atinge (figura 27).

A maior parte do testemunho de gelo é representativa do Último Glaciário, em que as temperaturas eram bastante inferiores (10 a 20ºC?) às actuais. São aí evidentes várias mudanças climáticas abruptas (ver ponto 3.2.), das quais não nos ocuparemos por agora, com excepção das últimas. Há uns 20 a 15 mil anos verificava-se a relaxação do glaciário, com significativo aumento de temperatura relativamente às fases mais intensas da glaciação. Bruscamente, há aproximadamente 14 700 anos, verificou-se aumento muito rápido da temperatura, da ordem de 12ºC ou mais, que se manteve com valores relativamente elevados até há cerca de 12 700 anos. Corresponde ao que normalmente se designa por oscilação ou inter-estadial de Bølling-Allerød, um período quente que ocorreu nas fases finais do glaciário. O nome duplo advém de, nalgumas regiões do norte da Europa, se identificarem dois períodos sequentes de aquecimento, separados por um período mais frio, apelidado de Dryas Antigo. Porém, essa separação não está muito bem marcada na reconstrução que temos vindo a seguir, embora seja efectivamente possível distinguir não dois, mas sim três fases de aquecimento, separadas por dois episódios de arrefecimento.
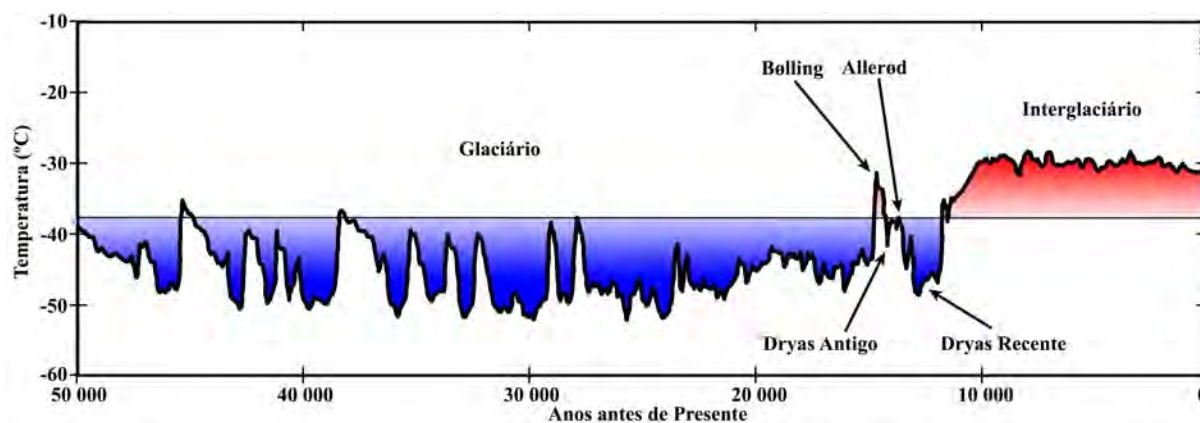
Figura 27 – Reconstrução das temperaturas no testemunho GISP2, com base no ∂^{18}O, entre há 49 891 anos e há 95 anos. Para realçar, marcaram-se os período frios a azul e os quentes a vermelho, separados pela média das temperaturas no período.

Neste período de aquecimento verificou-se intensa fusão das massas de gelo que cobriam o norte da América do Norte, a Escandinávia, o norte da Europa e a Rússia. Muito possivelmente, esta fusão acelerada dos gelos teve, como vimos no ponto 3.2., implicações climáticas de grande amplitude.

Lembremo-nos que foi durante esta fase de aquecimento que surgiu, no Próximo Oriente, antes da introdução da agricultura plena, a Cultura Natufiana, semi-sedentária ou já sedentária, que aproveitavam cereais selvagens, tendo possivelmente já praticado algum cultivo intencional.

Há cerca de 13 000 a 12 800 anos verificou-se queda brusca da temperatura, até níveis próximos das do Glaciário. A esta fase da evolução climática dá-se o nome de Dryas Recente, sobre o qual já explanámos no ponto 3.2. Foi induzido, muito possivelmente, pela introdução brusca no Atlântico Norte, de uma grande quantidade de água proveniente da fusão dos gelos glaciários, que se tinham acumulado no Lago Agassiz. Foi uma nova fase glaciária, que perdurou cerca de um milénio.

No Médio Oriente, em que, no período quente anterior, se tinha verificado melhoria substancial na qualidade das construções e os assentamentos se tinham tornado maiores e mais sofisticados, contacta-se, possivelmente na decorrência desta fase mais fria e seca, o abandono de grande parte das ocupações. Como é reconhecido pelo arqueólogo inglês Steven Mithen, poucos avanços na civilização humana aconteceram neste período; as pessoas tentavam apenas sobreviver. Tal é evidente nos natufianos que viveram durante o Dryas Recente, que, ao contrário dos que existiram nos tempos quentes do Bølling-Allerød, tinham saúde débil, frequentemente com falta de vários dentes, muitas vezes com cárie.

Há cerca de 12 000 a 11 500 anos a temperatura subiu rapidamente, pondo fim definitivamente ao período glaciário, acabando por se estabelecerem temperaturas análogas às actuais há 10 000 anos, marcando o início do Holocénico.

5.4.4. Evolução climática nos últimos 10 000 anos

Se pormenorizarmos um pouco a evolução nos últimos 10 000 anos (figura 28), retemo-nos num período em que as temperaturas foram relativamente homogéneas. Ao descartarmos desta análise as mudanças climáticas abruptas que ocorreram durante o Glaciário e a Deglaciação, a variação de temperatura total é fortemente reduzida, o que permite por em maior evidência as pequenas oscilações.
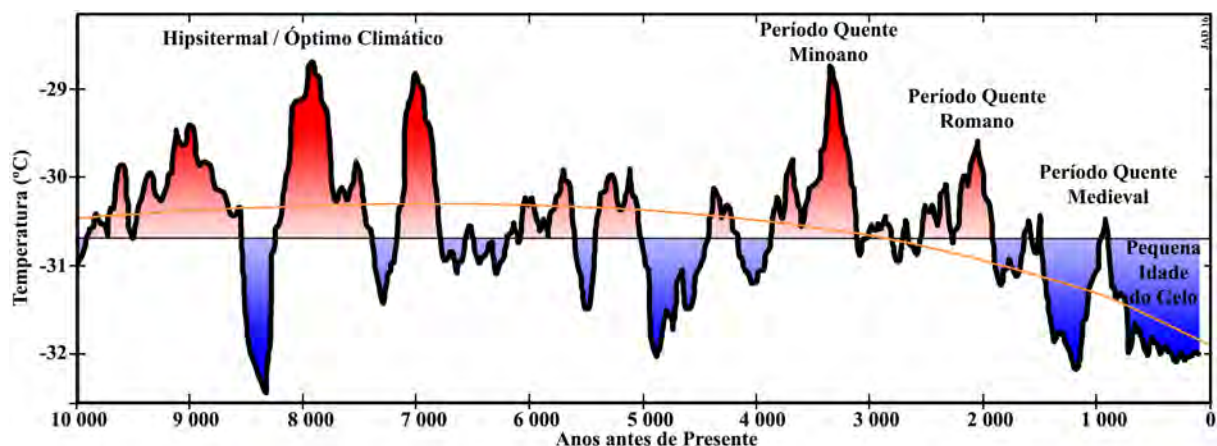
Figura 28 – Reconstrução das temperaturas no testemunho GISP2, com base no $\partial^{18}O$, entre há 10 000 anos e há 95 anos. A curva cor de laranja representa o decréscimo tendencial de temperatura após o Óptimo Climático. Para realçar, marcaram-se os período frios a azul e os quentes a vermelho, separados pela média das temperaturas no período.

A primeira coisa que, porventura, salta à vista, é que, à medida que nos vamos aproximando da actualidade, a temperatura média apresenta tendência para diminuir. Tal é devido a factores astronómicos, designadamente aos Parâmetros de Milankovith, que aprofundaremos na segunda parte desta obra.

Entre há uns 10 000 e 5 000 anos verifica-se que, em geral, as temperaturas eram, em média, superiores ao período posterior. Certo é que esta fase quente foi por vezes interrompida por episódios curtos de rápida degradação térmica, mas os períodos quentes tiveram maior duração. Esta fase em que as temperaturas foram mais quentes, entre há 10 000 anos ou, com mais propriedade, entre há 8 000 anos e há 5 000 anos é designado por Óptimo Climático ou intervalo Hipsitermal (do grego ὕψι [*húpsi*], significando "em alta", "no alto" + θέρμη [*thérmē*] que significa "calor"). Este período de aquecimento teve a ver com os parâmetros orbitais da Terra (Parâmetros de Milankovith), portanto, com alterações da quantidade de

radiação solar que atinge cada faixa latitudinal durante cada mês. Sabe-se que, nesta altura, devido à direcção da inclinação do eixo de rotação da Terra. no Hemisfério Norte, nas latitudes médias e elevadas, as temperaturas eram, no Verão, maiores relativamente à média do século XX, mas os Invernos eram mais frios. As zonas tropicais eram menos quentes do que actualmente.

O período de rápido aquecimento que se seguiu ao Dryas Recente, e que atingiu estabilização relativa a partir de há uns 9 000 a 8 000 anos, embora entrecortado por múltiplos episódios bruscos de variação climática, afectou a distribuição da vegetação e da fauna, conduzindo à extinção de muitas espécies de mamíferos que outrora floresceram durante o Plistocénico, como o mamute, o rinoceronte lanudo e o tigre dentes de sabre. Nesta altura, no Sahara, grande parte da paisagem correspondia a savanas, com vegetação herbácea e árvores. Tal está bem representado, por exemplo, nas pinturas de Tassili n'Ajjer, no Sudeste da Argélia, que retratam uma terra repleta de vida, com antílopes, girafas, rinocerontes, hipopótamos, avestruzes e outros animais, onde se processava uma actividade pastoral que dificilmente conseguimos imaginar na actualidade.

A primeira fase de aquecimento, que se prologou até há cerca de 8 200 anos, foi bastante significativo na história do Homem e das civilizações. Beneficiando de um clima mais quente e húmido, as populações foram-se tornando mais dependente dos animais domesticados e começaram a organizar a agricultura em maior escala. É da metade final deste período a proto-cidade de Çatalhüyük, um grande assentamento neolítico da Anatólia, datado de cerca de há 8 700 anos, que, no auge da ocupação teria entre 5 e os 10 mil indivíduos.

Nesta fase de aquecimento, devido à continuação da fusão dos mantos de gelo e dos glaciares, bem como à expansão térmica do oceano (a água, ao aquecer, expande-se), o nível médio do mar continuou a subir, provocando, por vezes, grandes modificações. O Mar Báltico correspondia a um lago que recebia as águas do degelo e ia progressivamente enchendo cada vez mais (um pouco à semelhança do que se verificou com o Lago Agassiz, na América do Norte). Há cerca de 9 200 anos conectou-se com o Mar do Norte e, portanto com o Atlântico. A introdução de grande quantidade de água doce no Mar do Norte modificou, seguramente, as características da Corrente da Noruega e do Giro Polar, sendo provável que tivesse influenciado a fase fria que se veio a instalar posteriormente.

Também o Mar Negro, que correspondia, até há uns 8 500 anos, a um corpo de água doce, o chamado Lago Euxíneo ou Lago Pontíco, estava isolado do Mediterrâneo pela elevação do Bósforo. Com a elevação do nível médio do mar no Mediterrâneo, a cota deste Silo do Bósforo foi ultrapassada por volta de há 8 400 anos, provocando uma entrada abrupta e extremamente intensa de água salgada, transformando-o no Mar Negro. Foi um evento altamente catastrófico, estimando-se que o caudal através do Bósforo era superior a 40 km^3/dia, isto é, 200 vezes mais do que se regista nas cataratas do Niágara, caudais esses que se mantiveram durante cerca de um ano.

Esta fase quente indutora de prosperidade terminou abruptamente há cerca de 8 200 a 8 500 anos, com instalação de um clima bastante mais frio que, porém, foi de curta duração: apenas 2 a 3 séculos. Na terminologia dos paleoclimatologistas, este período frio corresponde ao Evento de Bond 5 ou Evento Climático de 8,2 mil anos. Os Eventos de Bond, propostos em 1997 pelo geólogo norte-americano do *Lamont–Doherty Earth Observatory* Gerard C. Bond (1940-2005), são flutuações climáticas do Atlântico Norte, com presumível ciclicidade de 1 470 ±500 anos, em que se verifica rápido arrefecimento, cujas causas tem, possivelmente, origem solar. Esta brusca oscilação climática afectou civilizações em todo o mundo, tendo provocado migrações maciças de populações em busca de comida e água.

Após este breve episódio frio, seguiu-se uma fase quente. Muitos investigadores consideram que é esta transição rápida que marca o início do Hipsitermal (ou Óptimo Climático). Este período quente, que se prolongou por mais de três milénios, embora entrecortado por alguns episódios mais frios, foi muito marcante para a evolução das sociedades humanas. As condições ambientais relativamente quentes, prevalecentes sobre as flutuações de arrefecimento, contribuíram para a domesticação de espécies vegetais e animais e, portanto, para a consolidação e expansão da agricultura, o que propiciou o desenvolvimento civilizacional. Com efeito, as primeiras civilizações da Suméria, na Mesopotâmia, nomeadamente a do período de Ubaid, surgiram há uns 8 a 7 000 anos, seguida pela do período de Uruk, há cerca de 6 200 anos. A cidade de Uruk cresceu rapidamente, tornando-se a mais urbanizada e mais populosa do mundo, chegando a ultrapassar os 50 000 habitantes por volta de há 5 200 anos. Estes avanços civilizacionais foram exportados por comerciantes e emigrantes, tendo um efeito estruturante nos povos vizinhos, que gradualmente evoluíram por si, criando civilizações com culturas e economias comparáveis, mas concorrentes.

A expansão da agricultura e a subsequente privatização da terra geraram necessidades especiais, nomeadamente a de proceder a cálculos matemáticos (para quantificar, por exemplo, as colheitas ou para reproduzir "cartograficamente" os terrenos) e a de registar essas mensurações (entre outras, para efeitos de taxação). É, assim, que na parte final desta fase climática, há cerca de 5 600 anos, surge a escrita (ou proto-escrita) nas cidades de Uruk e Jemdet Nasr, tendo a escrita cuneiforme emergido precisamente no final do Óptimo Climático, há aproximadamente 5 000 anos, o mesmo se verificando com a escrita hieroglífica, no Egipto.

A última terça parte do Hipsitermal foi caracterizada, como, aliás, toda esta fase de aquecimento, por episódios breves de arrefecimento. Um dos mais marcantes na região mediterrânea foi o que ocorreu por volta de há 5 900 anos, embora tenha ficado assinalado no testemunho GISP2 por, apenas, uma pequena inflexão. Com frequência, este breve episódio de degradação climática é designado por Evento de Bond 4 ou Evento Climático de 5,9 mil anos. Embora o sinal na Groenlândia não ser muito marcado, nas latitudes médias do sul da Europa e do norte de África as consequências tiveram grande amplitude. Aí, a maior parte do Óptimo Climático tinha sido caracterizado por condições quentes e húmidas, pelo que é frequentemente designado por Subpluvial Neolítico.

Nessas condições, o Sahara era uma região húmida, do tipo savana, que suportava um biota rico e diversificado, com elefantes, girafas e outros animais típicos destes ecossistemas, alguns dos quais se extinguiram no período árido que se seguiu, como o *Sivatherium* (parente da girafa) e o *Pelorovis* (um bovídeo, aparentado do buffalo). Era o que, por vezes, é denominado por Sahara Verde. Era, então, também habitado por populações humanas com dimensão significativa. Com este episódio de há 5 900 anos instaram-se na região condições de secura, convertendo-a no deserto que subsiste até aos nossos dias. Não foi a primeira vez que isso se verificou durante o Óptimo Climático. Já antes, por algumas vezes, se tinham aí verificado períodos de secura, de curta duração, mas as condições húmidas que se seguiram tinham possibilitado a recuperação. Com o Evento Climático de há 5,9 mil anos, os ecossistemas da região nunca mais se restabeleceram. É possível que, terminada esta fase de aridez, há uns 5 800 anos, tenha havido alguma recuperação, embora modesta, que transitou para condições plenas de deserto há cerca de 5 200 anos.

A rápida transição de condições de savana para as de deserto, no Sahara, teve impactes profundos nas populações, que foram obrigadas a migrar, à procura de água e alimentos. Parte destas populações encontraram refúgio no vale do Nilo, onde contribuíram para a expansão

das cidades e maior sofisticação da civilização egípcia. Não obstante estas flutuações climáticas, o progresso civilizacional prosseguia, tendo como base estruturante a agricultura.

Neste contexto, surge uma questão básica: porque é que estes progressos civilizacionais ocorreram na Mesopotâmia e no Egipto? Fixando-nos na Baixa Mesopotâmia, na Suméria, é uma área com cerca de 30 000 km^2 de terra plana, de planícies fluviais aparentemente áridas, com Verões devastadoramente quentes, onde não há minérios, as rochas escasseiam e quase não tem árvores. No Verão, as temperaturas máximas rondam os 40ºC, chegando por vezes aos 50ºC. A precipitação anual é de, apenas, cerca de 150 mm. Durante oito meses do ano o clima é bastante seco, mas, na Primavera, a fusão das neves das Cordilheiras de Taurus e de Zagros produzem, por vezes, inundações repentinas que, nalguns anos, são bastante destruidoras, tudo arrastando com elas. As noites de Inverno são frias e os fortes ventos de Norte trazem, por vezes, temporais com chuvas fortes. Nestas condições, que parecem não ser muito propícias a grandes ocupações humanas, porque é que as primeiras cidades surgiram precisamente aqui? Lembremo-nos que, por exemplo, a cidade de Uruk, há cerca de 5 800 anos, tinha já aproximadamente 10 000 habitantes, que aumentaram para 50 000 por volta de há 5 200 anos. A resposta está, obviamente, na produtividade agrícola destes solos aluviais, cuja rentabilidade ultrapassava os desconfortos causados pelas condições climáticas. Porém, essas mesmas condições climáticas, com longos períodos de estiagem e, por vezes, grandes cheias que tudo destruíam, não eram condicentes, sem outros tipos de intervenção, com uma agricultura sustentável a médio ou longo prazo. A chave para o sucesso no sul da Mesopotâmia foi a irrigação, que permitiu o aproveitamento do seu potencial agrícola, assim maximizando as possibilidades dos ricos solos aluviais regando-os de forma adequada e minimizando os efeitos das longas estiagens. No entanto, essa irrigação só podia ser eficazmente conseguida através de grandes trabalhos públicos (abertura de canais, construção de comportas, muros de protecção e vários outros), o que exigia uma organização social sofisticada, a qual conduziu à criação das cidades.

Para melhor compreendermos como se processou este sucesso temos que recuar um pouco e atentar na evolução paleogeográfica da região mesopotâmica. No entanto, antes disso, é preciso recordar que as grandes modificações climáticas induzem correspondentes variações do nível do mar, por um lado, no caso de aquecimento, porque a fusão dos gelos se traduz na introdução de mais água no oceano e, por outro, porque o aquecimento atmosférico induz aumento de temperatura das águas oceânicas superficiais, e como, ao ser aquecida, a água se expande, o volume hídrico torna-se maior, o que faz elevar o nível da água (é o que se designa por expansão térmica do oceano). Durante o Óptimo Climático, com a atmosfera mais quente, o nível das águas do mar elevou-se, tendo atingido o máximo por volta de há 8 500 anos. Nessa altura, o Golfo Pérsico prolongava-se bastante mais para Norte, e grandes estuários existiam na parte terminal dos rios Tigre e Eufrates. No rio Eufrates, as águas marinhas prolongavam-se, na altura, até à zona da cidade de Ur.

Com a estabilização do nível do mar e início de ligeira descida desse nível, há uns 7 000 anos, os estuários começaram a migrar para Sul e, devido à grande carga sedimentar que os fluxos fluviais transportavam, provenientes da erosão das cordilheiras de Zagros e de Taurus, esses estuários começaram a ser rapidamente assoreados, dificultando a drenagem natural, iniciando-se assim a construção de um grande delta, anastomosado, devido à interpenetração do delta do Eufrates com o do Tigre. A intensa deposição sedimentar deu origem a grandes áreas pantanosas. Estas modificações ocorreram na altura em que as primeiras comunidades agrícolas se estabeleceram na região. Como o clima se foi tornando mais seco, para garantir a produtividade, essas populações viram-se na necessidade de começar a irrigar, ainda que em pequena escala, os seus campos agrícolas. Porém, com o passar do tempo e o crescimento

demográfico, essas obras de irrigação foram atingindo, progressivamente, maior amplitude, exigindo cada vez maior organização social.

A cada vez maior complexidade das obras de irrigação, e aqui seguimos o modelo explicitado pelo físico britânico William James Burroughs, fez com que os líderes comunitários que organizavam a escavação de canais, a construção de barragens e a manutenção do sistema hidráulico fossem adquirindo cada vez mais prestígio. Esse prestígio levou a que, muitas vezes, os líderes fossem olhados pela população como possuindo poderes especiais, capazes de interceder com os deuses, essas divindades que controlavam as forças da natureza, que enviavam os tempestuosos ventos de norte no Inverno, que produziam as enchentes de Primavera que, por vezes, com seu poder destruidor castigavam os homens, e que, no Verão, os podiam castigar novamente com ondas de calor que faziam murchar as colheitas. Com o tempo, esses dirigentes converteram-se em líderes espirituais e políticos, por vezes acumulando ambas as lideranças. Portanto, na base, é o clima que influencia todas as actividades humanas e preside à evolução da sociedade.

Evolução análoga teve o delta do Nilo, embora com algumas características distintivas. Embora aqui haja evidências de práticas agrícolas desde há cerca de 8 000 anos, a agricultura com pujança apenas se iniciou, no vale do Nilo, há uns 5 500 anos, possivelmente como consequência da desertificação no Sahara Oriental. Porém, o Nilo, que com mais de 7 000 km é o rio mais extenso do mundo, tem uma bacia hidrográfica enorme, abrangendo o planalto etíope e grande parte da África Equatorial, o que lhe confere grande resiliência no que se refere às variações dos padrões climáticos globais e regionais. Mesmo em condições secas, a pluviosidade na zona equatorial da bacia garante, até certo ponto, a regularidade das cheias no Egipto, o que confere elevada previsibilidade no que à agricultura diz respeito e, portanto, dá às populações grande estabilidade. Foi esta regularidade que permitiu que, no Egipto, uma grande civilização perdurasse durante tanto tempo. Foi também essa regularidade que viabilizou a instalação de uma teocracia autocrático e inflexível, e a permanência e rigidez da estrutura religiosa que governou o país durante milénios, com símbolos de autoridade quase imutáveis.

A necessidade de construir e manter estruturas de irrigação extensivas e de proceder às necessárias adaptações à ciclicidade cheias / secas, propiciou, no Egipto, tal como na Mesopotâmia, a ascensão de lideranças fortes, que rapidamente assumiram, perante a população, aspectos ritualistas e poderes teocráticos. No entanto, aqui, havia uma previsibilidade muito maior do que na Mesopotâmia, pelo que, havendo um histórico de sucesso, eram mais credíveis as reivindicações dos líderes teocráticos poderem interceder com os deuses e, consequentemente, estarem dotados de poderes sobrenaturais. Por outro lado, a variabilidade de ano para ano impunha a necessidade da sua permanência, por forma a poderem interceder com os deuses em nome do povo. Assim, a autoridade teocrática faraónica foi sendo reforçada ao longo do tempo, mantendo-se no poder durante milénios. Tal não significa que não tenham existido períodos, não muitos, em que esta estrutura foi fortemente abalada. Um desses casos foi induzido pelo Evento de Bond 3, que ocorreu à cerca de 4 200 anos, e de que falaremos mais tarde. Este episódio climático foi caracterizado por frio e aridez, tendo a drástica redução da precipitação feito com que o Nilo deixasse de ter as cheias normais. Como resultado, instalou-se a fome e geraram-se grandes problemas sociais, que conduziram ao Primeiro Período Intermédio, entre aproximadamente 2 200 a.C e 2 050 a.Cdo causado uma seca muito severa que parece ter-se prologado por todo, ou a maior parte, do século XXII a.C.

O Hipsitermal (ou Óptimo Climático) terminou com um arrefecimento rápido e acentuado, que se verificou por volta de há 5 200 anos, e perdurou por uns 3 séculos. O clima

relativamente quente que se prolongou por mais de três milénios, embora com curtos episódios de arrefecimento, chegou, assim, de forma abrupta, ao fim. Com frequência, este episódio de degradação climática é designado por Oscilação de Piora (nome derivado do Vale de Piora, nos Alpes suíços, onde foi originalmente identificada).

Com esta fase fria, acompanhada por aumento da pluviosidade nos Alpes, verificou-se avanço significativo das frentes glaciárias. No norte da Europa, o final do Óptimo Climático é caracterizado, entre outros, pelo declinei e desaparecimento dos carvalhos. Se a descida da temperatura atmosférica parece ter sido ubíqua em toda a Europa e norte de África, o mesmo não se verificou, aparentemente, com a pluviosidade, que numa áreas parece ter diminuído, enquanto noutras, aparentemente, se intensificou. Na parte central do Sahara, existiram, possivelmente, condições de menor humidade. Na Mesopotâmia e, em geral, nas zonas áridas do Médio Oriente, aos anos chuvosos em que oásis se expandiram, seguiu-se um clima mais seco, menos hospitaleiro, exigindo maior organização social para garantir a sobrevivência. Pelo contrário, na região oriental do Mediterrâneo, o aumento de pluviosidade teve grande impacte na construção dos corpos deltaicos, que cresceram mais rapidamente devido ao aumento de transporte sedimentar fluvial. O nível das águas no Mar Morto subiu cerca de 100 m (voltando a descer quando esta fase climática terminou).

Como se referiu, em nalgumas regiões esta fase climática caracterizou-se pela secura. Foi o que se verificou em Marrocos, onde, segundo o climatólogo inglês Hubert H. Lamb (1913 – 1997) e co-autores, nos sedimentos do lago Tigalmamine, na zona montanhosa junto ao Mediterrâneo, foi identificado um episódio de aridez, datado de há 5 010±150 anos, que se prolongou até há 4 860±150 anos. Todavia, a vegetação da floresta parece não ter sido substancialmente afectada, o que sugere que a precipitação se manteve adequada durante a estação de crescimento do Verão, mas reduzida no Inverno.
Como é frequente na história do clima, não se sabe bem o que causou esta fase mais fria. Porém, no testemunho GISP2, foi identificado um pico de sulfato e de metano com cerca de 5 250 anos, o que sugere uma ocorrência incomum, talvez uma erupção vulcânica. Uma das possibilidades é a esta perturbação climática ter sido influenciada pela erupção do vulcão Avachinsky, na Península da Kamchatka, que ocorreu mais ou menos há 5 200 anos. De qualquer modo, seja qual for a causa, a circulação termohalina, o grande regulador climático, parece ter sido significativamente afectada.

Com a degradação climática ocorrida por volta de há 5 200 anos, conhecida, como se referiu, por Oscilação de Piora, terminou o Óptimo Climático ou Hipsitermal. Há uns 4 800 anos iniciou-se novo capítulo da evolução do clima, em que, progressivamente, as civilizações se foram sucedendo, tornando-se cada vez mais sofisticadas.

5.4.5. Evolução climática nos últimos 5 000 anos

A evolução climática nos últimos 5 000 anos (figura 29) não apresentou grandes variações térmicas comparativamente ao antecedente. A tendência para progressivo arrefecimento, a que acima já fizemos alusão, é evidente. Como se referiu, é devida a factores astronómicos.

Há cerca de 4 900 anos as temperaturas parecem ter começado progressivamente a subir, embora com algumas pequenas inflexões, até por volta de há 4 200 ou anos. Foi um período de franco desenvolvimento das civilizações nilóticas, com o desenvolvimento do Império Antigo do Egipto, bem como na Mesopotâmia, com o Império Acadiano.

No sentido de melhor interpretar o texto que se segue, deve-se aqui fazer um parêntesis para chamar a atenção para as frequentes imprecisões cronológicas decorrentes não só, das dúvidas inerentes à datação de materiais arqueológicos e históricos mais antigos, mas também às

divergências derivadas das diferentes metodologias aplicadas. A cronologia egípcia exemplifica bem essas frequentes incertezas e dúvidas inerentes às datas: o primeiro ano de reinado de Seti I é historicamente fixado entre 1295 a.C. e 1279 a.C, mas através da calibração de datações por radiocarbono atribuem-se as datas entre 1307 a.C. e 1296 a.C., o mesmo acontecendo com o primeiro ano de reinado de Ramsés II, em que essas datas são, respectivamente, 1279 a.C. a 1213 a.C. e 1292 a.C. a 1281 a.C.

Porém, há 4 200 anos verificou-se nova degradação climática. Foi o Evento de Bond 3, também conhecido por Evento Climático de 4,2 mil anos. No Médio Oriente foi caracterizado por frio e aridez, tendo causado uma seca muito severa que parece ter-se prologado por todo, ou a maior parte, do século XXII a.C. Na Mesopotâmia, durante a fase de melhoria climática, e após as conquistas de Sargão da Acádia (que reinou entre 2 334 a.C e 2 279 a.C., mas as cronologias são dúbias, sendo, de acordo com outras fontes, entre 2 270 a.C e 2 215 a.C.) o Império Acadiano estendia-se desde o Golfo Pérsico até às cabeceiras do Eufrates, incluindo a actual Síria e partes do Irão. No reinado do seu neto, Naram-Sin (2254 a.C.- 2218 a.C.), o império atingiu a sua máxima força, mas não resistiu muito à sua morte. Ocorreram perturbações meteorológicas que originaram, pelo menos parcialmente, problemas sociais e políticos, e, no final do reinado do seu sucessor, Shar-kali-sharri (2217 a.C. – 2193 a.C.), o império tinha enfraquecido e entrou num período de anarquia, acabando por colapsar e ser invadido, por volta de 2150 a.C, pelos gútios, provenientes das Montanhas de Zagros. Este período de aridez é bem evidente, por exemplo, em Tell Leilan, no norte da Mesopotâmia. Apenas alguma décadas após terem sido construídas novas amplas muralhas e se ter procedido a grande reorganização da cidade, perante a alteração climática que impôs condições mais frias, secas e ventosas, a população abandonou-a. Nas escavações aí efectuadas encontra-se recorrentemente um nível de areia eólica, datada de há cerca de 2 200 a.C a 1 900 a.C., praticamente sem artefactos. Tell Leilan só voltaria a ser ocupada uns séculos mais tarde, quando se verificou uma melhoria climática.
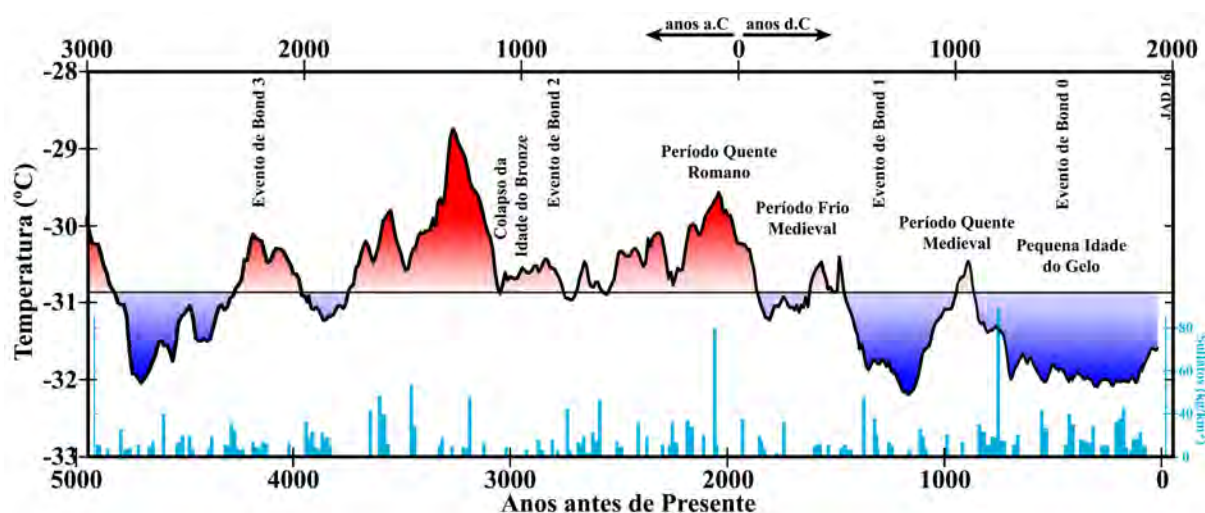
Figura 29 – Reconstrução das temperaturas no testemunho GISP2, com base no ∂^{18}O, entre há 5 000 anos e há 95 anos. Para realçar, marcaram-se os período frios a azul e os quentes a vermelho, separados pela média das temperaturas no período. Em baixo, a azul claro, representou-se o forçamento climático devido à actividade vulcânica, estimada com base na presença de sulfatos.

No Egipto, o poder do faraó tinha-se vindo gradualmente a enfraquecer em favor dos nomarcas (governadores regionais). A drástica redução da precipitação, entre 2 200 a.C. e 2 150 a.C, provocou seca rigorosa, tendo o Nilo deixado de ter as cheias normais, o que

provocou fome e grandes problemas sociais, que se agravaram durante o longo reinado de Pepi II (c. 2216 – 2184 a.C.). A ausência ou forte amortecimento das cheias foi acompanhada por modificação dos padrões de vento, com ventos quentes de Sul que traziam tempestades de areia. Como é evidente, estas condições meteorológicas e hidrológicas provocavam fomes. Refere-se, a título exemplificativo, o baixo relevo existente no túmulo do nomarca (poderoso administrador local ou regional) Ankhtifi, datado de há cerca de 4 150 anos, em que se diz qualquer coisa como: *todo o Alto Egipto estava morrendo de fome, a tal ponto que chegavam a comer seus filhos, mas concluí que ninguém morreu de fome nesta nome (província), e fiz um empréstimo de grãos para o Alto Egipto*. Perante a situação, o poder central desvaneceu-se. Em resultado destes problemas climáticos e sociais, verificou-se o colapso do Império Antigo, e o governo efectivo do território foi divido pelos nomarcas, que, aparentemente, chamaram a si as responsabilidades de governação das suas províncias, cuidando e protegendo as reservas de água, e afastando os estrangeiros atingidos pela fome. Nos piores anos, quando as inundações falhavam e as reservas alimentares se reduziam a praticamente nada, eram frequentes os casos de canibalismo.

Além do Médio Oriente, este Evento Climático de há 4,2 mil anos, que induziu intensa aridez em muitas regiões do mundo, está bem registado, entre outras regiões, no norte de África, no Mar Vermelho, na Península Arábica, na Índia e na América do Norte.

Por volta de há 3 900 anos a temperatura atmosférica começou progressivamente a tornar-se mais quente, revelando tendência persistente de aumento, embora com inflexões, até há uns 3 300 anos. O Médio Oriente estava na Idade do Bronze Média, que se caracterizou por avanços tecnológicos notáveis e construção de impérios.

No Egipto, após a desintegração do Império Antigo, cujo colapso foi, como vimos, em muito induzido pelas perturbações meteorológicas provocadas pelo Evento de Bond 3, a desunião e fragmentação em reinos individuais (normalmente designado por Primeiro Período Intermédio), perdurou por algum tempo, emergindo finalmente o Império Médio e a reunificação do Egipto. Posteriormente, beneficiando da progressiva melhoria das condições climáticas, e do retorno à periodicidade "normal" das cheias do Nilo, o Egipto atingiu culturalmente um dos seus máximos. Porém, por volta de há 3 600 anos, verificou-se nova instabilidade, o Segundo Período Intermédio (c. 1630 a.C.. c. 1540 a.C.), com semelhanças com o primeiro, correlacionável com outra perturbação climática. Os hicsos invadiram o Egipto e o Império Médio colapsou. Cerca de 1 500 a.C. a 1 600 a.C. (estas datas são, com frequência, imprecisas e questionáveis) iniciou-se o Império Novo, mais poderoso que os anteriores, em que a prosperidade atingiu o auge. Segundo as reconstruções da evolução da temperatura com base no ∂^{18}O do testemunho de gelo GISP2, foi um período de melhoria das temperaturas que, na Groenlândia, atingiram os valores mais altos verificados até ao fim do registo.

A melhoria climática que se iniciou por volta de há 3 900 anos propiciou a afirmação, no Mediterrâneo Oriental, da admirável Civilização Minóica, que surgiu na ilha de Creta e outras ilhas do Mar Egeu, tendo florescido até aproximadamente 1 400 a.C. É considerada a primeira talassocracia (do grego antigo θᾰ́λᾰσσᾰ [thálassa], que quer dizer "mar" + κράτος (krátos), que significa "poder", "governo"), isto é, a primeira civilização que teve o deu desenvolvimento a partir da exploração do mar. Com efeito, a população de Creta (e ilhas vizinhas), estando limitada pelo reduzido território e pela escassez de solo fértil (apenas um quarto da área é arável), soube tirar partido de uma situação que, à partida, era desvantajosa. Os habitantes aprenderam a obter grande parte da alimentação da pesca, pelo que aprenderam a dominar a navegação, o que foi ainda incentivado pela necessidade de comunicação entre as muitas ilhas do Arquipélago Helénico, a qual beneficiava das costas muito recortadas,

formando excelentes portos naturais. Perante um clima ameno e um regime de ventos favoráveis, tornaram-se hábeis mercadores, acabando por dominar o comércio no Mediterrâneo Oriental. A riqueza que esta actividade lhes proporcionava está bem expressa nos grandes e luxuosos palácios que construíram.

Por volta de 1 700 a.C. a 1 600 a.C. verificou-se grande erupção do vulcão Thera (actualmente designado por Santorini), localizado a pouco mais de 100 km de Creta. Foi um dos maiores eventos vulcânicos registados nos últimos 10 000 anos, a qual provocou a destruição dos palácios, bem como das cidades e aldeias. Estima-se que tenha atingido o grau 7 do Índice de Explosividade Vulcânica (cujo grau máximo é 8). Estima-se que tenha produzido 100 km^3 de *tephra* (do grego antigo τέφρα [téphra], que significa "cinza"), ou seja, de materiais sólidos de todas as dimensões expelidos para a atmosfera. No GISP2 foi identificada uma grande erupção, datada de 1644 ± 20 a.C., que pode corresponder à do Santorini. Acontece que, também por volta de 1600 a.C. (as datas são incertas), ocorreu, também, grande erupção do Vesúvio, a chamada erupção de Avelino. É possível que as cinzas emitidas para a atmosfera por estas e outras erupções, e que se mantiveram em suspensão durante alguns anos (embora com progressivo decaimento), tenham reduzido a radiação solar que chegava à superfície, provocando um inverno vulcânico, e sejam responsáveis pelo episódio de redução de temperatura registado no testemunho GISP2 por volta de há 3600 anos.

Com o passar do tempo e por entre perturbações mais ou menos intensas de vária índole, em Creta a civilização minóica acabou por ser substituída pela civilização micénica, que perdurou até por volta de 1300 a.C. a 1200 a.C. Na altura, em muito devido às condições climáticas propícias, existiam no Mediterrâneo Oriental várias civilizações avançadas. No Mar Egeu, os micénicos floresciam com poderosos centros urbanos. Os hititas tinha construído um vasto império que englobava grande parte da Anatólia, a região noroeste da Síria, estendendo-se para leste na Alta Mesopotâmia. No Levante, as cidades costeiras dos cananeus prosperavam com o comércio que faziam em vasta região, que ia do Egipto à Mesopotâmia. No Egipto, o Império Novo, sob os reinados de Seti I e de Ramsés II, estava no auge. É então que acontece algo de extraordinário, e que continua a ser um dos grandes mistérios da História. Aparentemente do nada, pois que a eles não há referências anteriores, surgem os "Povos do Mar", que provocaram enormes perturbações sociais no Mediterrâneo Oriental. A origem dos Povos do Mar, designação que lhes foi atribuída pelos egípcios, continua ainda por esclarecer, tal como o estão, também, as motivações que induziram as migrações violentas que empreenderam.

A descida de temperatura observado no testemunho GISP2 por volta de há 3 300 anos está, seguramente, relacionada com este período de forte desordem social. Sabe-se, através de outros trabalhos paleoclimáticos, nomeadamente envolvendo dendrocrologia, que nessa altura ocorreu forte perturbação climática que intensificou a aridez no Mediterrâneo Oriental. Ao que parece associada com a Oscilação do Atlântico Norte. Esta alteração climática provocou más colheitas, escassez e fome, precipitando uma grave crise social e económica, e forçando migrações humanas regionais. Com frequência, este período é designado por Colapso da Idade do Bronze.

Neste contexto, tal como o faz o historiador francês Fernand Braudel (1902 - 1985), não é descabido pensar que populações acossadas pela fome tenham procurado subsistência nas reservas alimentares estatais e, esgotadas estas, tenham invadido territórios vizinhos, e que aí, consumidos os alimentos existentes e estiolado o poder instituído, progredissem para outras áreas, agora engrossados por populações locais, também elas famintas. Com efeito, os Povos do Mar surgiram logo após a destruição dos palácios micénicos. É lícito imaginar que esta

oscilação climática, com a sua incidência no regime de ventos, dificultou bastante o tráfego marítimo, nomeadamente o praticado pelos micénicos, reduzindo drasticamente os proventos do comércio, já de si muito afectado pela seca prolongada e consequente diminuição de recursos. É possível que os micénicos tenham estado na base da geração dos Povos do Mar, pois que eram exímios nas técnicas de navegação. Porém, apesar do nome, o grosso destas hordas viajavam por terra, seguindo ao longo do litoral, sendo constituídos por homens, mulheres e crianças que transportavam os seus bens em pesados carros de bois. Eram complementados pelos navios, que os acompanhavam, deslocando-se, como era costume na época, relativamente perto do litoral. As regiões por onde passavam iam, sucessivamente, claudicando, o que era facilitado pelas consequências de repetidas épocas de fome devidas às secas. É assim que, cerca de 1 200 a.C., o Império Hitita que se desmorona, e várias outras civilizações da região são igualmente afectadas, como aconteceu com Ugarit e outras cidades do Médio Oriente, que foram, nessa altura, destruídas.

O carácter multi-étnico destes Povos do Mar, que assolaram o Médio Oriente entre cerca de 1276 a.C. e 1178 a.C, está bem expresso nos relevos de Medinet Habu onde se refere que "*Os povos estrangeiros fizeram uma confederação nas suas ilhas; desalojadas e dispersas por batalhas foram as terras todas ao mesmo tempo, e nenhuma terra conseguia ficar de pé perante as suas armas* (...) *devastaram a população e as terras de tal forma que foi como se nunca tivessem existido. Eles vieram* (...) *em direcção ao Egipto* (...). Como diz Braudel, seria uma "*mistura de povos atirados para a estrada pela fome*".

Os Povos do Mar tentam por duas vezes, cerca de 1225 a.C. e de 1180 a.C., invadir o Egipto, sendo derrotados de ambas a vezes. Posteriormente, perde-se-lhes o rasto. Tão enigmaticamente como surgiram, assim desaparecem dos registos. É possível que tenham encontrado terras para se fixarem, nomeadamente na zona do delta do Nilo, e com uma relativa melhoria climática, tivessem começar a garantir, com a agricultura, o sustento que procuravam.

Este período de deterioração climática que se seguiu ao Período Quente Minóico teve, como se tem vindo a referir, profundas repercussões no Mediterrâneo Oriental, mas também em muitas outras regiões do resto do mundo. As rotas comerciais foram interrompidas e, em vários aspectos, verificou-se um retrocesso civilizacional. Tanto quanto nos é possível deduzir, a seguir a esta fase de arrefecimento, não houve, como aconteceu noutros eventos anteriores e posteriores, uma recuperação climática bem marcada e relativamente rápida. Tal como está expresso pelos proxies de temperatura do testemunho de gelo GISP2, o que tende a ser confirmado por muitos outros dados, as temperaturas atmosféricas revelam tendência para ir subindo lentamente, com curtas fases de inversão, num processo que durou pouco menos de um milénio (figura 29).

Neste contexto, discute-se a importância do Evento de Bond 2, há 2 800 anos, associado, segundo muitos autores, ao Colapso da Idade do Bronze e emergência da Idade do Ferro. É possível que as fortes perturbações nas rotas comerciais verificadas por volta de 1300 a.C. a 1200 a.C. tenham provocado grande escassez de estanho para produzir bronze, o que teria forçado a procura de alternativas, das quais a mais óbvia era o ferro. Porém, só por si, o ferro é um metal macio; os utensílios de ferro desgastam-se rapidamente e as armas produzidas têm pouca dureza. Porém, misturado com um pouco de carvão, obtém-se uma liga, o aço, cujas propriedades, no que se refere a utensílios, são superiores às do bronze, com a vantagem das matérias primas necessárias serem mais baratas. Todavia, a sua metalurgia exige tecnologias mais sofisticadas. É certo que se conhecem, no Médio Oriente, objectos de ferro muito anteriores, como é o caso das contas deste metal descobertas em Gerzeh, no norte do Egipto, datadas de cerca de 3 200 a.C., e provenientes, segundo Thilo Rehren e co-autores, da

moldagem por percussão de um meteorito férrico, e mesmo objectos de aço de carbono, como os encontrados em Kaman-Kalehöyük, na Turquia, datados de cerca de 1 800 a.C., que foram analisados por Hideo Akanuma. Porém, as técnicas metalúrgicas eram pouco desenvolvidas e/ou pouco eficazes, enquanto que, no Oriente, nomeadamente na Índia, já se utilizavam técnicas aperfeiçoadas. É possível que, caso não existissem já de forma restrita (como parece ter acontecido com os hititas), essas técnicas tenham chegado ao Médio Oriente trazidas por fluxos migratórios associados ao referido episódio de degradação climática. É também possível que, com as migrações dos Povos do Mar, estas tecnologias se tenham dispersado por toda a região. O certo é que, a partir de cerca de 1200 a.C., a produção de artefactos de ferro carbonatado, ou seja, de aço, se expande por toda a bacia do Mediterrâneo Oriental.

No período de presumível melhoria climática progressiva, embora relativamente lenta, as civilizações que tinham colapsado começam, a pouco e pouco, a recompor-se. É o caso dos Estados Sírio-Hititas que surgiram após o colapso do Império Hitita, por volta de 1 180 a.C., e que perduraram até cerca de 700 a.C., conquistados pela expansão do Império Assírio, iniciada cerca de 911 a.C. Com condições climáticas que, a pouco e pouco, revelavam tendência de melhoria, os assírios foram alargando o território sob seu domínio, até que, na governação de Ashurbanipal (c.669 – 627 a.C.), o Império Assírio se estendia desde as montanhas do Cáucaso, a Norte, ao Egipto e norte da Núbia, a Sul, e desde Chipre, a Oeste, até ao Mar Cáspio, a Oriente.

Este tempo de recuperação foi, também, o de afirmação dos fenícios, que, no dizer de Braudel, é um exemplo de economia mundial rodeada por impérios. Na sequência do estiolamento dos impérios hitita e egípcio, por volta de 1 200 a.C., e do vácuo de poder daí resultante, as cidades fenícias transformaram-se em potências marítimas que dominaram o comercio marítimo em todo o Mediterrâneo, estabelecendo colónias em locais então considerados longínquos, como a Península Ibérica e a fachada Atlântica do Norte de África. A sua supermacia perdurou até ao século VI a.C., quando foram conquistados, em 539 a.C., por Ciro, o Grande, que então governava o Império Persa.

Foi ainda neste tempo de recuperação civilizacional e de tendência para lenta melhoria climática, que a Grécia Clássica se começou a impor, nomeadamente através dos jónicos, dos dóricos e de outros helénicos, que estabeleceram colónias um pouco por toda a bacia Mediterrânea, desde a Península Ibérica ao Médio Oriente, e desde o Norte de África ao Mar Negro.

Abreviando, a tendência para melhoria climática foi-se acentuando, embora sem atingir temperaturas elevadas. Por exemplo, os norte-americanos Siegfried F. Singer (1924 -) e Dennis T. Avery (1936 -) referem que vários registos egípcios permitem deduzir que, no período entre cerca de 750 a.C. e 450 a.C., o clima era relativamente frio. Também autores romanos e que escritos romanos aludem ao Rio Tibre gelado e a neve permanecendo no solo durante largas temporadas. Todavia, por volta de há 2 400 a 2 200 anos, a temperatura aumentou significativamente, marcando o início do Período Quente Romano. Foi precisamente nas fases iniciais deste período de melhoria climática que Alexandre, o Grande (356 a.C. – 323 a.C.), construiu o seu império. Foi também mais ou menos na mesma altura (343 a.C. – 282 a.C.) que Roma se expandiu por toda a Itália, acabando por dominar, nos séculos seguintes, toda a bacia mediterrânea. Discute-se em que medida esta melhoria climática terá influenciado esta expansão.

O Período Quente Romano está amplamente documentado por muitos proxies, nomeadamente através da dendrocronologia, de análises isotópicas, da análises de sedimentos, e da palinologia, bem como por escritos de autores antigos e por eventos históricos. As

consequências sociais e económicas desta melhoria climática foram significativas. Por exemplo, autores romanos aludem ao cultivo de vinhas e oliveiras muito mais a norte do era possível anteriormente, e à existência de pouca neve ou gelo. . Por exemplo, Lucius Columella (4 d.C. – c.70 d.C.), no Livro I de *De Re Rustica* (Sobre coisas da agricultura), citando Lucio Ostilio Saserna (que viveu na primeira metade do século I a.C.), refere que *áreas* [em Itália], *que anteriormente, devido à severidade do clima, não podiam fornecer qualquer protecção para videiras ou oliveiras aí plantadas, agora que o frio abrandou, produzem azeitonas produzem agora e vinho na maior abundância*. As incidências económicas parecem óbvias. Neste período prevaleceu um clima mais húmido no Norte de África, tornando-o bastante mais verdejante e fértil do que é actualmente, de tal modo que era considerado o celeiro de Roma. Os indícios multiplicam-se.

No tempo do domínio de Roma a Europa foi sujeita a intensa desflorestação, que parece ter atingido o auge por volta de 250 d.C. Este facto pode ter relação indirecta com o clima: com melhores condições climáticas a mortalidade infantil é menor e, portanto, há maior crescimento demográfico; essas condições climáticas permitem melhores anos agrícolas, o que propicia melhor alimentação e população mais forte e, por consequência, maior fertilidade humana; como o aumento demográfico tornam-se necessárias mais habitações, e como o principal material de construção era a madeira, tal implica maior desflorestação; o combustível da época era a lenha e, havendo maior população, o consumo para aquecimento e outras actividades aumenta, o que implica mais desmatamentos e desflorestações. Por outro lado, a intensificação da desflorestação tem implicações climáticas, pois que o clima local é, em muito, influenciado pelo coberto vegetal. Assim, pode deduzir-se que houve modificação de muitos climas locais ou regionais durante o Período Quente Romano.

Em muitas regiões, o tempo mais quente foi acompanhado por maior humidade. Claudius Ptolemaeus, normalmente conhecido por Ptolomeu de Alexandria *(*c. 100 A.D. - c. 170 A.D.), escreveu sobre quatro rios na Arábia e rotas comerciais que anteriormente eram utilizadas, mas já no seu tempo eram intransitáveis. Aliás, no Médio Oriente, existem ainda muitas pontes romanas que foram construídas sobre rios, que agora estão secos. O mesmo Ptolomeu registou o tempo em Alexandria por volta de 120 d.C.: é interessante verificar que é assinalada chuva em todos os meses, excepto em Agosto, o que contrasta com a situação actual.

A partir desta altura os registos escritos começam progressivamente a ser mais abundantes e começa a haver cada vez maior quantidade de proxies analisados. Muitas são as publicações que se debruçam sobre este tema, pelo que passaremos a referir a evolução climática e suas consequências sociais de forma muito abreviada.

Por volta de 350 a 400 A.D. o clima começa a degradar-se, pondo fim ao Período Quente Romano, que transita para o Período Frio Medieval, com frequência referido como Período das Migrações. Na perspectiva de Roma, é designado por período das Invasões Bárbaras. Um dos primeiros acontecimentos deste período foi o atravessamento do Reno, na véspera do Ano Novo de 406 d.C., pelos vândalos. Na altura o rio estava gelado, o que certamente facilitou a travessia, mas esse facto denuncia o rigor do tempo da altura, pois que actualmente este rio só muito excepcionalmente congela.

Possivelmente, um dos factores importantes para estas movimentações populacionais foi a seca intensa que ocorreu na parte central da Ásia, a qual impeliu migrações para a China (onde, aparentemente, foram repelidos) e para a Europa, onde debilitaram o Império Romano, já de si enfraquecido por lutas internas e guerras nas fronteiras. Como escreveu o climatologista inglês Hubert H. Lamb (1913 – 1997), *durante séculos, no tempo dos romanos,*

entre cerca de 150 a.C. e 300 d.C. ou algumas décadas mais tarde, eram usadas caravanas de camelos na Grande Rota da Seda que atravessava a Ásia, para comerciar de bens de luxo provenientes da China. Porém, a partir do século IV d.C., desenvolveu-se uma seca a tal ponto severa que interrompeu o tráfego nesta rota. Conhecemos a intensidade desta seca pelas modificações do nível da água no Mar Cáspio, pelo estudo das irregularidades em rios, lagos e cidades abandonadas em Xinjiang e na Ásia Central. Outras fases intensas desta seca ocorreram entre 300 d.C. e 800 d.C, especialmente por volta destas datas, o que pode ser constatado pelas antigas linhas de costa e estruturas portuárias antigas, indicadoras de níveis muito baixos no Mar Cáspio.

A seca na estepe asiática provocou vagas migratórias sucessivas em direcção ao centro da Europa, para o Império Romano, forçando muitas das populações que aí residiam a migrar mais para oeste. Por volta do ano 400 d.C. godos, vândalos, suevos, francos, frísios, saxões e jutos, entre outros, invadiram o Império. Em 410 d.C., os visigodos, liderados por Alarico (c.370 d.C. – 410 d.C.), passaram pela primeira vez em cerca de um milénio as muralhas de Roma e saquearam a capital do Império Romano.

Este período mais frio ficou marcado, também, pelo avanço dos glaciares alpinos, que por vezes interromperam estradas romanas de montanha. Com a deterioração do clima a mortalidade aumentou, por um lado porque a menor produtividade agrícola é causadora de subnutrição, por outro lado devido às condições meteorológicas, com ocorrência de dias mais frios e, por vezes, temporais mais frequentes e mais violentos. A este propósito é relevante referir que o período entre cerca de 300 d.C. e 400 d.C. correspondeu a drástica redução da desflorestação do mundo romano, o que certamente é reflexo do tempos de crise que se começavam a viver.

Talvez relacionadas com o clima estão as epidemias. É verdade que estas se propagaram, quer em tempos mais quentes, quer mais frios. As condições higiénicas da altura facilitavam a sua disseminação. Por exemplo, durante o Período Quente Romano ficou bem registada a peste que, em 144-146 d.C. dizimou o Egipto, de tal forma que a população fiou reduzida a um terço. Porém, com mais frio, há tendência para as pessoas se juntarem mais, por forma a criarem um ambiente local mais quente, que se torna, também, mais húmido. Estas condições facilitam a disseminação de doenças, cuja propagação é facilitada pelo calor húmido e pela estreita proximidade e contacto entre pessoas. Tal acontece, principalmente, nas cidades, mas também nos pontos de descanso ao longo das vias de comunicação, o que facilita a propagação das epidemias. Assim, a deterioração climática pode ter incentivado a disseminação de doenças neste período frio. É disso exemplo a peste bubónica que, em 542 e 542 d.C., se propagou por todo o mundo romano, tendo mesmo atingido a Pérsia e a Índia, e que ficou conhecida como peste de Justiniano por ter ocorrido durante o reinado deste imperador.

Embora se discutam as causas deste período climático, sabe-se que houve, nesta altura, perturbações de índole vulcânica que agravaram, por vezes, as características do clima. Aponta-se como exemplo as erupções vulcânicas sequenciais ocorridas nos anos 536, 540 e 547, que, de acordo com Ulf Büntgen e co-autores, provocou um arrefecimento sem precedentes, de longa duração e espacialmente sincronizado, provavelmente incrementado por interacções entre o oceano e as massas de gelo, bem como por um mínimo das manchas solares. Por essa razão, estes investigadores designaram este período particularmente frio, que decorreu entre os anos 536 e cerca de 660, por “Antiga Pequena Idade do Gelo Tardia”.

Por volta de dos anos 800 a 900 o clima começa a ser mais ameno, com temperaturas mais elevadas, iniciando-se o Período Quente Medieval (também designado por Pequeno Óptimo

Climático). Este período parece não ter sido síncrono em todo o globo, nem sequer a nível hemisférico. Aparentemente propagou-se de Oriente, da Ásia, para Ocidente, para a Europa e a América do Norte. Foi no início deste período quente que os vikings procederam a navegações de longo curso através do norte do Atlântico Norte, tendo fundado, por volta do ano 985, colónias na Groenlândia. As histórias associadas a estes processos de colonização constam das sagas nórdicas, designadamente a Saga de Erik, o Vermelho, que parece ter sido escrita no século XIII, tendo-se perdido o original, mas sendo preservada em dois manuscritos, o *Hauksbók* (o Livro de Hauk), do século XIV, e o *Skálholtsbó* (Livro de Skálholt). Segundo o que é narrado nessas sagas, Erik, o Vermelho (c. 950 - c. 1003), foi banido da Islândia, tendo ir parar à costa sudoeste da Groenlândia, onde fundou a primeira colónia. No sentido de atrair população, baptizou-a como Groenlândia, literalmente "Terra Verde", dizendo que as pessoas estariam ansiosos para ir para lá se tivesse um nome atractivo, o que correspondeu, portanto, a uma operação de *marketing*. Na realidade, mesmo nesse período de temperaturas amenas, o verde não seria a cor dominante na maior parte das encostas, embora tal se pudesse verificar um pouco nos litorais situados a Sul.

Foi também neste período mais quente que Leif Ericson (c. 970 – c. 1020), perante o clima frio, a escassez de madeira (o principal combustível da época, bem como o principal material de construção, nomeadamente de embarcações), navegou, por volta do ano 1 000, à procura de alternativas. De acordo com as sagas nórdicas, explorou as costas do Labrador e da Ilha de Baffin, tendo onde fundado uma colónia na Vinlândia (Vinland – Terra das Vinhas), tentativamente identificada com a Angra das Medusas, na parte norte da Terra Nova. Teria, assim, descoberto a América do Norte muito antes de Cristóvão Colombo.

Porém, cerca dos anos 1200 a 1300, verifica-se nova degradação climática, instando-se a Pequena Idade do Gelo, que se prolongou até meados do século XIX. As consequências deste período frio são, devido à abundância de documentação, bastante mais bem conhecidas do que as dos períodos anteriores. Já mais acima fizemos alusão a algumas dessas consequências sociais. Para os vikings foi um período dramático. A agricultura tornou-se ainda mais difícil. Se, nos estágios iniciais da colonização, no século XI, o gado, principalmente ovelhas e cabras, eram a parte principal da sua alimentação, correspondendo a pesca a cerca de um quarto de dieta alimentar, por volta de 1300 a caça às focas providenciava mais de três quartos dos alimentos. Com um clima mais rigoroso e as navegações dificultadas por um regime de ventos menos propício e mais tempestuoso, a subnutrição começou a afectar a população e as colónias definharam, acabando por morrer à fome. O último documento conhecido desta colonização data de 1412. No entanto, deve referir-se que, neste processo que terminou na aniquilação, houve contribuição relevante dos inuit (esquimós) que, perante o clima mais rigoroso, emigraram, na época, para Sul. Esta Pequena Idade do Gelo está bem marcada na reconstrução das temperaturas a partir do testemunho de gelo GISP2.

Já em pontos anteriores fizemos alusão a estas oscilações climáticas históricas, e sobre elas elaboraremos um pouco mais aprofundadamente nos próximos capítulos.

Referências

Akanuma, H. (2005) - The significance of the composition of excavated iron fragments taken from Stratum III at the site of Kaman-Kalehöyük, Turkey. *Anatolian Archaeological Studies,* 14:147–158.

Alley, R.B. (2000) - The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary Science Reviews*, 19(1-5):213-226. DOI: 10.1016/S0277-3791(99)00062-1

Baldwin, Mark P.; Dunkerto, Timothy J. (1000) - Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *Journal of Geophysical Research*, 104(D24):30 937 – 30 946. DOI: 10.1029/1999JD900445

Braudel, Fernand (2001 [1998]) - *Memórias do Mediterrâneo - Pré-História e Antiguidade*. Tradução para português de *Les Mémoires de la Méditerranée*, 396p., Terramar, Lisboa, Portugal. ISBN: ISBN: 978-9727102860.

Briffa, K.R.; Osborn, T.J.; Schweingruber, F.H.; Harris, I.C.; Jones, P.D.; Shiyatov, S.G.; Vaganov, E.A. (2001) - Low-frequency temperature variations from a northern tree-ring density network. *Journal of Geophysical Research - Atmospheres,* 106(D3):2929–2941. DOI: 10.1029/2000JD900617

Büntgen, U.; Myglan, V.S.; Ljungqvist, F.C.; McCormick, M.; Di Cosmo, N.; Sigl, M.; Jungclaus, J.; Wagner, S.; Krusic, P.J.; Esper, J.; Kaplan, J.O.; de Vaan, M.A.C.; Luterbacher, J.; Wacker, L.; Tegel, W.; Kirdyanov, A.V. (2016) - Cooling and societal change during the Late Antique Little Ice Age from 536 to around 660 AD. *Nature Geoscience,* 9:231–236. DOI:10.1038/ngeo2652

Burroughs, William James (2005) - *Climate Change in Prehistory. The End of the Reign of Chaos*. 356p., Cambridge University Press, Cambridge, U.K. ISBN: 978-0521824095.

Carpenter, Edward J.; Smith Jr., K. L. (1972) - Plastics on the Sargasso Sea Surface. Science, 175(4027):1240-1241. DOI: 10.1126/science.175.4027.1240

Cuffey, K.M.; G.D. Clow (1997) - Temperature, accumulation, and ice sheet elevation in central Greenland through the last deglacial transition. *Journal of Geophysical Research - Oceans*, 102(C12):26383-26396. DOI: 10.1029/96JC03981

Esper, J.; E.R. Cook, E.R.; and F.H. Schweingruber, F.H. (2002) -Low-Frequency Signals in Long Tree-Ring Chronologies for Reconstructing Past Temperature Variability. *Science,* **295**(5563):2250–2253. DOI:10.1126/science.1066208

Hegerl, G.C.; Crowley, T.J.; Hyde, Frame, D.J. (2006) - Climate sensitivity constrained by tempera- ture reconstructions over the past seven centuries. *Nature,* 440(7087):1029-1032. DOI: 10.1038/nature04679

Huang, S. (2004) - Merging Information from Different Resources for New Insights into Climate Change in the Past and Future. *Geophysical Research Letters,* 31:L13205. DOI: 10.1029/2004GL019781

IPCC (2001) - *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. 881p., Cambridge University Press, Cambridge, U.K. ISBN: 0521014956.

IPCC (2013) - *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Chang*e. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom / New York, NY, USA. ISBN: 978-1107661820

Jones, P.D.; Briffa, K.R.; Barnett, T.P.; Tett, S.F.B (1998) - High-resolution Palaeoclimatic Records for the last Millennium: Interpretation, Integration and Comparison with General Circulation Model Control-run Temperatures. *The Holocene,* 8:55–471. DOI: 10.1191/095968398667194956

Jones, P.D.; Mann, M.E. (2004) - Climate Over Past Millennia. *Reviews of Geophysics,* 42:RG2002. DOI: 10.1029/2003RG000143

Lamb, H.F.; Gasset, F.; Benkaddour, A.; El Hamouti, E.; van der Kaars, S.; Perkins, W.T.; Pearce, N.J.; Roberts, C.N. (1995) - Relation between century-scale Holocene arid intervals in tropical and temperate zones. *Nature*, 373(6510):134 - 137. DOI: 10.1038/373134a0

Lamb, Hubert H. (1972) – *Climate: Present, Past and Future*. Vol. 1 – *Fundamentals and Climate Now.*. 613p., Methuen & Co., London, U.K. ISBN: 978-0416115307

Lamb, Hubert H. (1977) – *Climate: Present, Past and Future*. Vol. 2 – *Climate History and the Future*. 835p., Methuen & Co., London, U.K. ISBN: 0064738817

Lamb, Hubert H. (1995) - *Climate, History and the Modern World*. 2º ed., 433p., Routledge, London , UK / New York, NY, U.S.A. ISBN: 0415127343

Mann, M.E.; Bradley, R.S.; Hughes, M.K. (1999) - Northern Hemisphere Temperatures During the Past Millennium: Inferences, Uncertainties, and Limitations. *Geophysical Research Letters,* **26**(6):759–762.

Mann, M.E.; Jones, P.D. (2003) - Global Surface Temperatures over the Past Two Millennia. *Geophysical Research Letters,* 30(15):1820. DOI: 10.1029/2003GL017814

Mithen, Steven (2004) - *After the ice: a global human history, 20,000 to 5,000 BC*. 664p., Harvard University Press, Cambridge, MA, U.S.A. ISBN: 0674015703.

Moberg, A.; Sonechkin, D.M.; Holmgren, K.; Datsenko, N.M.; Karlén, W. (2005) - Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature,* 443:613–617. DOI: 10.1038/nature03265

Moberg, A.;. Sonechkin, D.M; Holmgren, K.; Datsenko, N.M.; Karlén, W (2005) - Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature,* **443**:613–617. DOI: 10.1038/nature03265

Oerlemans, J.H. (2005) - Extracting a Climate Signal from 169 Glacier Records. *Science,* **308**:675–677. DOI: 10.1126/science.1107046

Ortega, P.; Lehner, F.; Swingedouw, D.; Masson-Delmotte, V.; Raible, C.C.; Casado, M.; Yiou, P. (2015) - A model-tested North Atlantic Oscillation reconstruction for the past millennium. *Nature*, 523(7558):71-74. DOI: 10.1038/nature14518

Peixoto, J. (1989) - O que é o Clima: Quid est Clima? *Revista Colóquio/Ciências*, 6:17-30, Lisboa, Portugal.

Rehren, T.; Belgya, T.; Jambon, A.; Káli, G.; Kasztovszky, Z.; Kis, Z.; Kovács, I.; Maróti, B.; Martinón-Torres, M.; Miniaci, G.; Pigott, V.C.; Radivojević, M.; Rosta, l.; Szentmiklósi, L.; Szőkefalvi-Nagy, Z. (2013) - 5,000 years old Egyptian iron beads made from hammered meteoritic iron. *Journal of Archaeological Science*, 40(12):4785–4792. DOI: 10.1016/j.jas.2013.06.002

Singer, S. F.; Avery, D. T. (2007) - *Unstoppable Global Warming: Every 1,500 Years.* 260p., Rowman & Littlefield Publ., Blue Ridge Summit, PA, U.S.A. ISBN: 978-0742551176

United Nations (1992) - *United Nations Framework Convention on Climate Change*, 33p.

Wanner, H.; Mercolli, L.; Grosjean, M.; Ritz, S.P. (2014) - Holocene climate variability and change; a data-based review. *Journal of the Geological Society*, 127(2):254-263. DOI: 10.1144/jgs2013-101

Origem das figuras

A maior parte das figuras foi especialmente preparada para complementar o texto. Várias foram extraídas, adaptadas ou construídas com dados das fontes a seguir indicadas.

Figura 3 – Adaptada de uma figura da *web page* “Insolation (input of solar energy) as a Function of Latitude and Season”, do *web site* de Thayer Watkins na *San José State University*. http://www.applet-magic.com/newpages.htm

Figura 4 – Adaptada da *web page* “What is the Earth's Radiation Budget?” do *Education and Public Outreach* (EPO) do *Langley Research Center* (LaRC) da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA).

Figura 5 – Adaptada da *web page* “Annual Zonal Mean Radiation Budget” do *Verner E. Suomi Virtual Museum*. http://itg1.meteor.wisc.edu/wxwise/museum/a2/a2zonal.html

Figura 6 – Adaptada de uma figura da webpage http://javiciencias.blogspot.pt

Figura 9 – Adaptada de uma figura da *web page* “Ocean Currents” do web site “Satellite Applications for Geoscience Education” http://cimss.ssec.wisc.edu/sage/index.html

Figura 10 – Extraída da *web page* “Mean Sea Surface decription” do *web site* AVISO+ http://www.aviso.altimetry.fr/en/home.html

Figura 11 – Imagem adaptada de uma figura constante da *web page* “Gulf Stream Voyage”, do *web site* do CIESE (Center for Innovation in Engineering and Science Education) do Stevens Institute of Technology. http://ciese.org/curriculum/gulfstream/teachercurrentnow/

Figura 15 – Adaptada do *web site* Met Office - http://www.metcheck.com/uk/discussion.asp?DiscussionID=384&DiscussionTitle=Heading+Into+December

Figura 16 – Pintura a óleo de Abraham Hondius, de 1684, extraída da *web page* do Museum of London http://www.museumoflondonprints.com

Figura 18 – Elaborada com dados disponíveis na *web page* do Climate Prediction Center do National Weather Service norte-americano. http://www.cpc.noaa.gov

Figura 19 – Elaborada com dados disponíveis na *web page* do Climate Prediction Center do National Weather Service norte-americano. http://www.cpc.noaa.gov

Figura 20 – Elaborada com dados disponíveis na *web page* do Climate Prediction Center do National Weather Service norte-americano. http://www.cpc.noaa.gov

Figura 21 – Elaborada com dados disponíveis na *web page* do Climate Prediction Center do National Weather Service norte-americano. http://www.cpc.noaa.gov

Figura 22 – Elaborada com dados disponíveis na *web page* do Climate Prediction Center do National Weather Service norte-americano. http://www.cpc.noaa.gov

Figura 23 – Curvas adaptadas de Jones *et al.* (1998), Mann *et al.* (1999), Briffa *et al.* (2001), IPCC (2001), Esper *et al.* (2002), Mann & Jones (2003), Huang (2004), Jones & Mann (2004), Mober *et al.* (2005), Moberg *et al.* (2005), Oerlemans (2005), Hegerl *et al.* (2006)Temperaturas instrumentais (a preto) derivadas de dados extraídos do NCEI (National Centers for Environmental Information).

Figura 24 – Construída com base em dados de Ortega *et al*. (2015)

Figura 25 – Construída com base em dados de Ortega *et al.* (2015) e com dados disponibilizados pelo World Data Center for Paleoclimatology / NOAA Paleoclimatology Program

Figura 26 – Construída com base em dados de Cuffey & Clow (1997) e Alley (2000), disponibilizados pelo World Data Center for Paleoclimatology / NOAA Paleoclimatology Program em GISP2 Ice Core Temperature and Accumulation Data

Figura 27 – Construída com base em dados de Cuffey & Clow (1997) e Alley (2000), disponibilizados pelo World Data Center for Paleoclimatology / NOAA Paleoclimatology Program em GISP2 Ice Core Temperature and Accumulation Data

Figura 28 – Construída com base em dados de Cuffey & Clow (1997) e Alley (2000), disponibilizados pelo World Data Center for Paleoclimatology / NOAA Paleoclimatology Program em GISP2 Ice Core Temperature and Accumulation Data

Figura 29 – Construída com base em dados de Cuffey & Clow (1997) e Alley (2000), disponibilizados pelo World Data Center for Paleoclimatology / NOAA Paleoclimatology Program em GISP2 Ice Core Temperature and Accumulation Data